

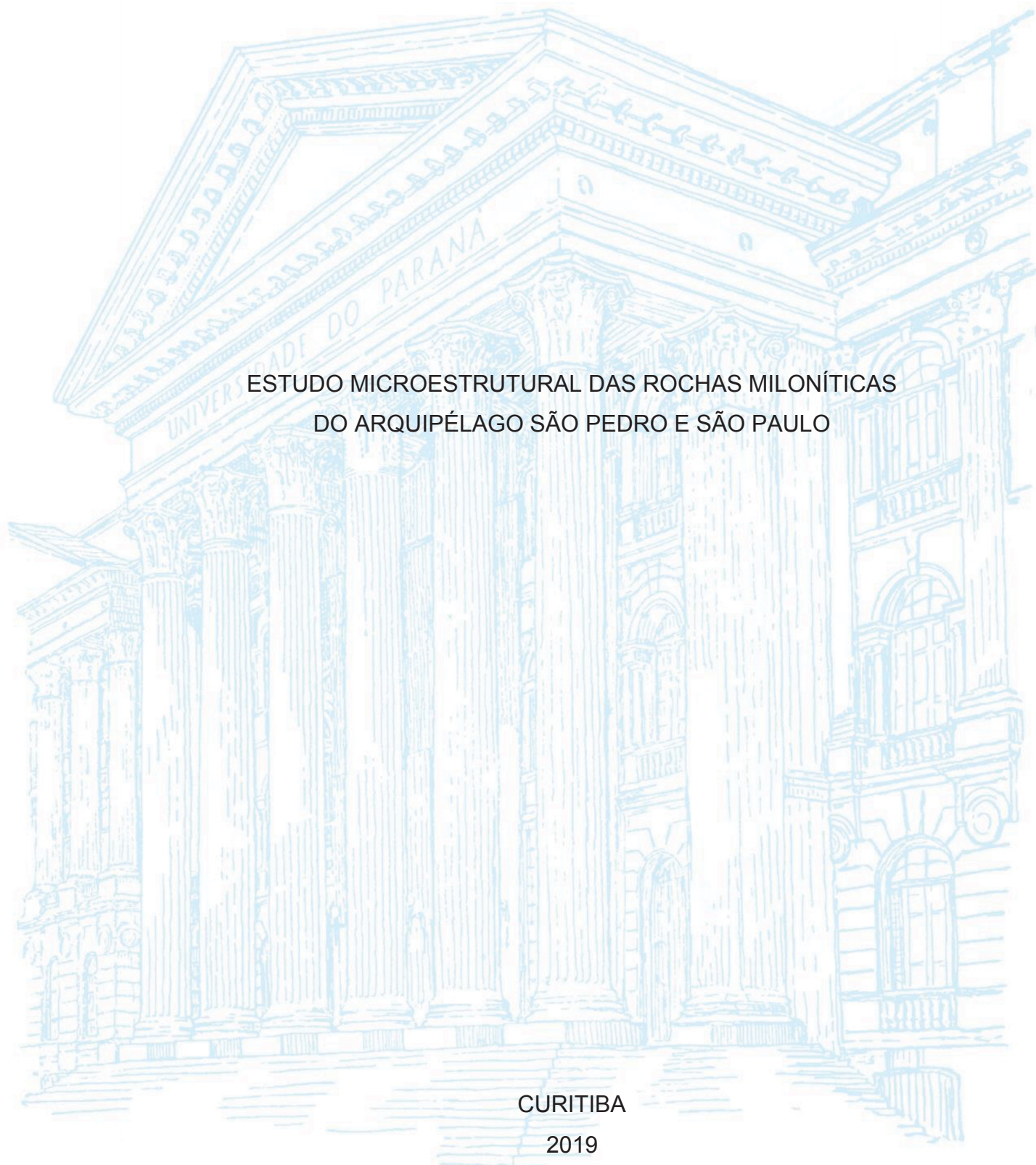
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

MALU MILLENA MARTINS FERREIRA

ESTUDO MICROESTRUTURAL DAS ROCHAS MILONÍTICAS
DO ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO E SÃO PAULO

CURITIBA

2019



MALU MILLENA MARTINS FERREIRA

ESTUDO MICROESTRUTURAL DAS ROCHAS MILONÍTIAS
DO ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO E SÃO PAULO

Dissertação de mestrado apresentada ao
Programa de Pós-Graduação em Geologia,
Setor de Ciências da Terra, Universidade
Federal do Paraná, como requisito parcial à
obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador(a): Prof. Dr. Leonardo E. Lagoeiro

CURITIBA

2019

Catálogo na Fonte: Sistema de Bibliotecas, UFPR
Biblioteca de Ciência e Tecnologia

F383e

Ferreira, Malu Millena Martins

Estudo microestrutural das rochas miloníticas do arquipélago São Pedro e São Paulo [recurso eletrônico] / Malu Millena Martins Ferreira. – Curitiba, 2019.

Dissertação - Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós- Graduação em Geologia, 2019.

Orientador: Leonardo Evangelista Lagoeiro.

1. Geologia. 2. Rochas – Testes. 3. Mecânica de rochas. 4. Arquipélagos.
I. Universidade Federal do Paraná. II. Lagoeiro, Leonardo Evangelista.
III. Título.

CDD: 549.114

Bibliotecária: Vanusa Maciel CRB- 9/1928



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5


TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a aquisição da Dissertação de Mestrado de **MALU MILLENA MARTINS FERREIRA**, intitulada: **ESTUDO MICROESTRUTURAL DAS ROCHAS MILONÍTICAS DO ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO E SÃO PAULO**, sob orientação do Prof. Dr. LEONARDO EVANGELISTA LAGOEIRO, após terem inquirido a aluna e realizado a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de Mestre está sujeita à homologação pelo Colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

Curitiba, 30 de Abril de 2019.


LEONARDO EVANGELISTA LAGOEIRO
Presidente da Banca Examinadora


LUIZ SÉRGIO AMARANTE SIMÕES
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE ESTADUAL
PAULISTA)


PAOLA FERREIRA BARBOSA
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA)


LUIZ GUSTAVO FERREIRA VIEGAS
Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA)

AGRADECIMENTOS

Meu imensurável agradecimento à minha família pelo apoio incondicional em todas as decisões e escolhas que fiz ao longo da vida.

Ao meu orientador, Prof. Leonardo Lagoeiro, pela disponibilidade, ensinamentos e, principalmente, pela paciência.

Aos amigos que fiz ao longo desses dois anos de mestrado, em especial Camila, Liliane e Jana por todo carinho, amizade e ajuda.

À Universidade Federal do Paraná e ao Programa de Pós-graduação em Geologia da UFPR pela oportunidade.

Ao Centro de Microscopia Eletrônica e ao Instituto LACTEC pela preparação de amostras e realização das análises, respectivamente.

À todas as pessoas que direta ou indiretamente contribuíram para que este trabalho fosse possível.

RESUMO

Peridotitos milonitizados do Arquipélago São Pedro e São Paulo, Nordeste do Brasil, foram analisadas usando a ferramenta EBSD. A matriz é composta por grãos muito finos, no qual parece ocorrer uma mistura de olivina e piroxênio, dificilmente separados sob o microscópio ótico. Inseridos na matriz, porfiroclastos de olivina e piroxênio são encontrados. Alguns destes porfiroclastos são tipo-delta e exibem cauda de recristalização assimétrica, onde os grãos recristalizados são gradualmente incorporados pela matriz. Para identificar mudanças de CPO da olivina, a cauda de recristalização do porfiroclasto foi dividida em quatro subáreas. Em regiões mais afastadas do porfiroclasto, os cristais de olivina da cauda de cristalização têm orientação cristalográfica semelhante aos cristais da matriz. Mapas EBSD mostram que o bandamento dos milonitos está associado a variação da quantidade de fases secundárias. Em níveis com mais concentração de piroxênio, a olivina é mais fina. Nessas bandas a olivina apresenta [100] próximo ao eixo X e [010] normal ao plano de foliação e BA-index = 0.30. Nas bandas compostas somente por olivina o máximo de [100] está paralelo ao eixo X e são formadas guirlandas em [010] e [001], sugerindo a ativação do sistema de deslizamento $\{0kl\}[100]$. BA-index para essas bandas é igual a 0.85. Os resultados indicam que o tamanho de grão da olivina está diretamente relacionado com a presença e quantidade de fase mineral secundária. As caudas de recristalização e as estruturas do tipo manto-núcleo nos porfiroclastos de olivina indicam recristalização dinâmica por rotação de subgrão. Os principais mecanismo de deformação dos milonitos do ASPSP são *dislocation creep* e DisGBS, onde a granulação é menor que 10 μ m.

Palavras-chave: EBSD. Deformação em olivina. DisGBS. Cauda de recristalização. Milonitos.

ABSTRACT

Mylonitic peridotites from St. Peter and St. Paul Archipelago, NE of Brazil, were analyzed using EBSD. The matrix is composed by very fine grained minerals, which seems to occur as a mix of olivine and pyroxene that are barely discernible under the optical microscope. Embedded in the matrix, porphyroclasts of olivine and pyroxene are found. Some of these porphyroclasts are delta-type and show an asymmetric flanked recrystallization tail where the recrystallized grains are gradually incorporated into the matrix. To identify changes in olivine CPO patterns the recrystallized tail was divided into four parts. In distant parts from the porphyroclast the olivine grains of the tail has crystallographic orientation close to the matrix. EBSD maps show that the bending of the mylonites is associate to variations of secondary phases amount. Olivine grain size decreases in the presence of pyroxene. In levels with pyroxene, olivine shows [100] maxima close to X-axis, [010] normal to foliation plane and BA-index = 0.3. In monomineralic olivine bands, [100] is close to X-axis as [010] and [100] show girdles normal to foliation, suggesting the activation of {0kl}[100] slip system. BA-index for these levels is 0.85. The results indicate that olivine grain size is directly connected to the amount of secondary phases. The recrystallized tails and the mantle-core structures of the porphyroclast suggest that the grain size reduction occurred due to dynamic recrystallization by subgrain rotation. Dislocation creep seems to be the main deformation mechanism in the SPSPA mylonites, although DisGBS is also important in fine grains.

Key-words: EBSD. Olivine deformation. DisGBS. Recrystallized tail. Mylonites.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de localização do Arquipélago São Pedro e São Paulo. Modificado de Sichel et al. 2012).....	14
Figura 2 – Morfologia da Cadeia São Pedro e São Paulo, dividida em Elevação Sul e Elevação Norte, onde está localizado o ASPSP. Modificado de Motoki et al. 2009.	15
Figura 3 – Perfil esquemático da Cadeia Peridotítica São Pedro e São Paulo. À esquerda a Elevação Sul, compostas por peridotitos serpentinizados e à direita a Elevação Norte, composta por peridotitos milonitizados. Modificado de Sichel et al. 2012.	16
Figura 4 - Mapa geológico do Arquipélago São Pedro e São Paulo. Modificado de Campos et al. 2010.	17
Figura 5 – Representação da zona de falha São Paulo, na porção onde está localizada a Cadeia Peridotítica São Pedro e São Paulo, a qual apresenta formato sigmoidal. Modificado de Hekinian et al. 2000.....	19
Figura 6 – Representação esquemática da formação do <i>megamullion</i> . Modificado de Sichel et al. 2012.....	20
Figura 7 – Esquema do alinhamento de cristais durante o cisalhamento, produzindo um orientação preferencial cristalográfica na rocha deformada.	21
Figura 8 – Posição dos eixos do elipsoide de deformação de acordo com a foliação e a lineação mineral.	22
Figura 9 – Posição do corte (no plano XY) para a confecção de lâminas.....	23
Figura 10 - Representação de lamina delgada elaborada a partir do corte no plano XZ da amostra orientada para análises microestruturais.....	23
Figura 11 – Equipamento utilizados no polimento de amostras para análise no sistema MEV-EBSD. À esquerda a politriz LaboPol-30/-60 onde é feito o polimento com pastas de diamante (Fonte: Struers 2018) e à direita MiniMet1000, onde é feito o polimento final com sílica coloidal (Fonte: Buehler 2018).....	24
Figura 12 – Esquema da aquisição de dados no Sistema MEV-EBSD.....	25
Figura 13 – Distribuição dos ângulos de <i>Misorientation</i> para amostras com diferentes taxas de deformação. Em (A) a amostra apresenta trama randômica e em (C) trama com orientação preferencial. Percebe-se que com o aumento do <i>strain</i> (Y) há	

o aumento do M-index (M) e a migração dos ângulos de *misorientation* para valores mais baixos. Fonte: Skemer et al. 2009.28

Figura 14 – Exemplo de deformação por deslizamento (*Dislocation Glide*) onde o meio plano extra na estrutura do cristal (bolas vermelhas) é deslocado do meio para a borda do grão, por conta da aplicação de tensão, com uma direção e um plano de deslizamento que forma o *Slip System*.32

Figura 15 – Exemplo do sistema de deslizamento (010)[100] em um cristal de olivina.32

Figura 16 – Exemplo de *Dislocation Creep*, onde o defeito primeiro sofre deslocamento da horizontal e posteriormente há a mudança na direção de deslizamento.33

Figura 17 – Desenho esquemático mostrando deslizamento de borda do grão (*grain boundary sliding*) durante a deformação plástica.34

Figura 18 – Tipos de recristalização dinâmica, onde a) SGR, b) GBM e c) BLG. Modificado de Stipp, 2002.37

Figura 19 – A) Estrutura da olivina vista na direção do eixo C. B) Série Forsterita - Faialita e Série Faialita – Tefroíta.....38

Figura 20 – Célula unitária do sistema ortorrômbico mostrando a relação de perpendicularidade e a diferença de comprimento entre os eixos cristalográficos a, b e c. Na figura α é o ângulo entre os eixos a e c; β o ângulo entre b e c; γ ângulo entre a e b.38

Figura 21 - Exemplo de *slip system* em cristais de olivina e exemplificação de como a leitura é feita a representação das orientação cristalográficas em figuras de polo. No exemplo o sistema de deslizamento é dado pelo plano (010) na direção [100].39

Figura 22 - Classificação do padrão de CPO de olivina de acordo com o sistema de deslizamento. Modificado de Chatzaras et al. 2016.42

Figura 1 - Mapa de localização do Arquipélago São Pedro e São Paulo. Modificado de Sichel et al. 2012). Morfologia da Cadeia São Pedro e São Paulo, dividida em Elevação Sul e Elevação Norte, onde está localizado o ASPSP. Modificado de Motoki et al. 2009.45

Figura 2 - Fotomicrografias a peridotitos milonitizados do ASPSP. (A) Porfiroclastos de olivina tipo delta, com cauda de recristalização. Na imagem, as setas

brancas indicam novos grãos. A área marcada corresponde a área analisada da Figura 3. (B) Porfiroclasto de olivina visto na em (A). Setas vermelhas49

Figura 3 – (A) Mapa de orientação cristalográfica da olivina, mostrando um porfiroclasto com cauda de recristalização. A análise foi dividida em cinco subáreas como, visto no mapa de fase (B). No mapa de fase também são destacados novos grãos. As figuras de polo foram geradas individualmente para cada subárea. (C) Mapa de local misorientation.....51

Figura 4 - Mapas amostra IBE_42_2. (A) mapas de fase e contorno de grão; onde a cor verde representa forsterita; (B) Mapa de tamanho de grão, onde azul está para grãos menores e vermelho para grãos maiores; (C) mapas de Figura de polo inversa (IPF) de acordo com a direção de cisalhamento/foliação. Na legenda azul está para [100], verde para [010] e vermelho para [001]; (D) mapas mapa de local misorientation, mostrando o aumento do ângulo de misorientation em linhas52

Figura 5 - Figuras de polo de área equivalente e hemisfério inferior, plotadas a um ponto por grão para os cristais de forsterita da Amostra INE_72_2. M = M-index; BA = BA-index; N = números de grãos analisados. (A) Mapa de fase e contorno de grão, a cor verde foi usada para forsterita e azul para enstatita. (B) Mapas de IPF de acordo com X, legenda na Figura 3.....54

Figura 6 – Histogramas de perfis de misorientation feito no porfiroclasto e novo grão da Figura 3 e porfiroclasto da Figura 4. Na imagem as setas vermelhas destacam os picos de misorientation, que ocorrem de forma linear, subparalela a55

Figura 7 – Esquema mostrando a os dois sistemas de deslizamentos ativados quando o padrão de CPO Tipo-D é desenvolvido. Nota-se que a direção de deslizamento [100] é a mesma para ambos os sistemas.57

Figura 8 – Esquema mostrando os sistemas de deslizamento (010)[100], a esquerda, e (001)[100], a direita. Esses sistemas de deslizamento são fundamentais para a formação do padrão de CPO Tipo-D.58

Figura 9 - Esquema mostrando o deslizamento de borda de grão que ocorre durante a deformação das olivinas por DisGBS.59

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	APRESENTAÇÃO	13
1.2	Área de Estudo.....	13
1.3	Objetivo	14
2	CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2.1	Geologia do Arquipélago São Pedro e São Paulo.....	15
2.1.1	Elevação Sul.....	16
2.1.2	Elevação – Norte	16
2.2	Contexto Geotectônico	18
3	MATERIAIS E MÉTODOS	21
3.1	Difração por Elétros Retroespalhados (EBSD).....	21
3.1.1	Orientações Cristalográficas Preferencias (CPO)	21
3.2	Preparação de amostras	21
3.2.1	Amostragem	21
3.2.2	Corte.....	22
3.2.3	Polimento	24
3.3	Aquisição e Processamento de dados	25
3.3.1	Orientação e Análise da amostra no EBSD.....	25
3.3.2	Representação dos dados.....	26
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	31
4.1	Mecanismos de Deformação.....	31
4.1.1	Deslizamento de Deslocações (Dislocation Glide)	31
4.1.2	Fluência de Deslocações (Dislocation Creep).....	32
4.1.3	Fluência por Difusão (Diffusion Creep).....	33
4.1.4	Deslizamento de Borda de Grão (<i>Grain Boundary Sliding</i> - GBS)..	34

4.2	Recuperação e Recristalização	35
4.2.1	Recristalização por Rotação de Subgrão (<i>Subgrain Rotation Recrystallisation</i> -SGR)	35
4.2.2	Recristalização por migração de borda de grão (<i>Grain Boundary Migration</i> -GBM)	36
4.2.3	<i>Bulging</i> (BLG)	36
4.3	O Grupo das Olivinas	37
4.3.1	Deformação em Olivinas	38
5	RESULTADOS.....	43
5.1	MICROESTRUTURAS E PADRÕES DE CPO DA OLIVINA EM PERIDOTITOS MILONITIZADOS DO ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO E SÃO PAULO	
	43	
5.1.1	Introdução	44
5.1.2	Geologia Local.....	44
5.1.3	Métodos.....	46
5.1.4	Resultados.....	47
5.1.4.1	Microestruturas.....	47
5.1.4.2	EBSD.....	49
5.1.5	Discussões	55
5.1.6	Conclusões.....	60
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	61
	REFERÊNCIAS.....	62

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O estudo de olivinas é a principal ferramenta para o conhecimento sobre o manto litosférico, tendo em vista que esse mineral constitui cerca de 60% da composição do mesmo. A intensidade da orientação cristalográfica preferencial (CPO) e o sistema de deslizamento das olivinas parece ser o fator essencial no controle das propriedades físicas do manto, como fluxo de calor e anisotropia sísmica (Ismail e Mainprice 1998; Mainprice et al. 2005). Por conta da sua relevância, o estudo da deformação em agregados de olivina foi bem desenvolvido ao longo das últimas duas décadas, graças ao aperfeiçoamento e desenvolvimentos de novas tecnologias (Michibayashi et al. 2016), sobretudo o MEV-EBSD (Microrscopia eletrônica de varredura - Electron Backscatter Diffraction). Com a análise desses agregados é possível compreender como os mecanismos acomodam a deformação sob diferentes condições, embora transição entre estes mecanismos não seja bem compreendida.

Em contraste com as demais ilhas oceânicas brasileiras, compostas por rochas vulcânicas, o Arquipélago São Pedro São Paulo (ASPSP) é composto por rochas peridotíticas com diferentes estágios de milonitização. Embora já se conheça bastante a geologia do ASPSP, ainda existem muitas questões sobre sua origem e evolução tectônica. Acredita-se que a deformação (milonitização) das rochas peridotíticas esteja relacionada à Zona de Falha São Paulo, em condições de crosta inferior (Campos et al. 2005). Através do estudo de cristais de olivina, este trabalho visa compreender melhor os mecanismos de deformação envolvidos na milonitização dessas rochas, como ocorre e o que influencia a transição entre eles. Com estas informações é possível determinar as condições de deformação dessas rochas, sobretudo temperatura, pressão e presença de água.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

O Arquipélago São Pedro e São Paulo (ASPSP) consiste em um conjunto de pequenas ilhas e tem aproximadamente 17.000 m² de área emersa, localizado a 1.100 km do litoral do Estado do Rio Grande do Norte, na porção equatorial do Oceano

Atlântico. Ele é composto por rochas plutônicas (peridotíticas milonitizadas), em contraste com outros arquipélagos oceânicos, denominada Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo, que ocorre na Zona de Falha Transformante de São Paulo, a qual se dispõe na direção E-W (Motoki et al. 2011).

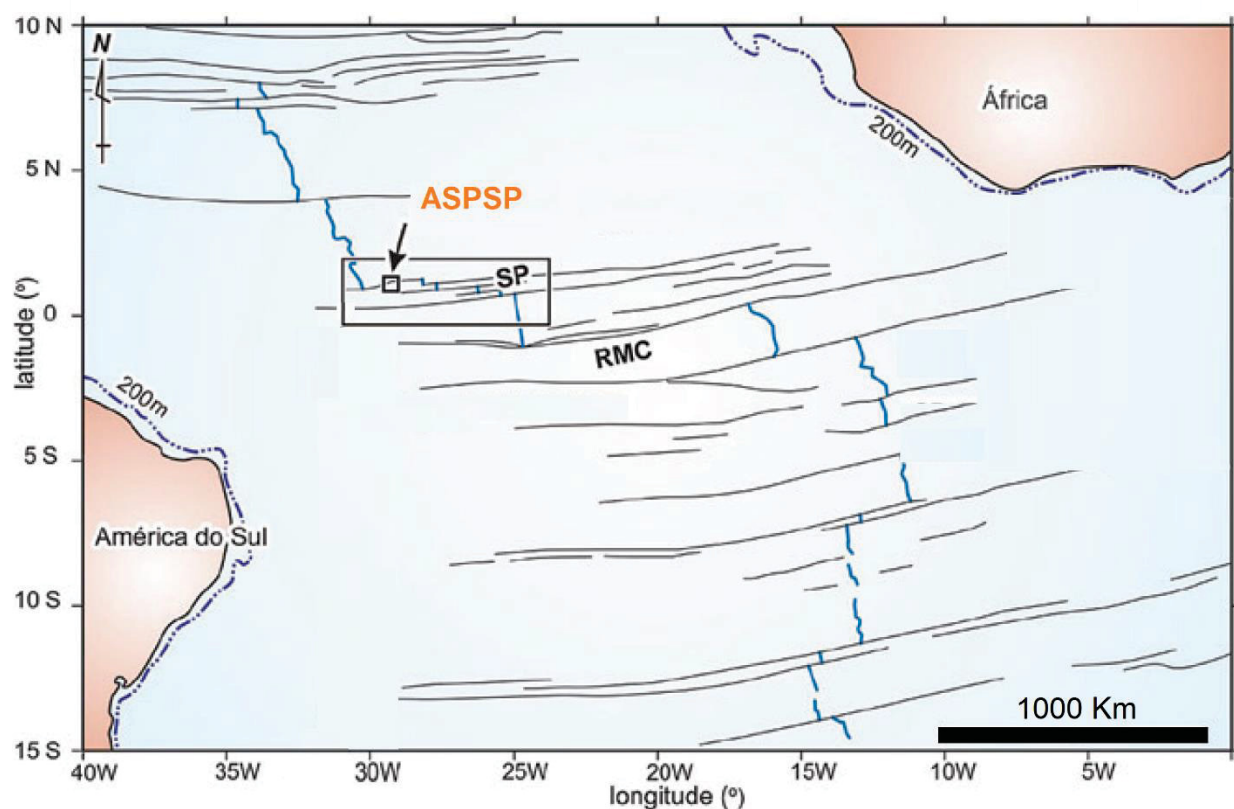


Figura 1 – Mapa de localização do Arquipélago São Pedro e São Paulo. Modificado de Sichel et al. 2012).

1.3 OBJETIVO

O trabalho tem como objetivo principal a identificação dos mecanismos de deformação envolvidos da milonitização das rochas peridotíticas do Arquipélago São Pedro e São Paulo e compreender como ocorre a transição dos mecanismos de deformação de acordo com a variação da granulação (diferença entre porfiroclastos e matriz).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 GEOLOGIA DO ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO E SÃO PAULO

O Arquipélago São Pedro São Paulo (ASPSP) é o menor arquipélago brasileiro e consiste em um conjunto de pequenas ilhas que têm aproximadamente 17.000 m² de área emersa, localizado a 1.100 km do litoral do Estado do Rio Grande do Norte, na porção equatorial do Oceano Atlântico. Em contraste com a maioria dos arquipélagos oceânicos, o ASPSP é formado por rochas peridotíticas milonitizadas (Campos et al. 2003; Motoki et al. 2009). O arquipélago corresponde ao topo da Elevação Norte da Cadeia peridotítica São Pedro e São Paulo. Os peridotitos que compõe a Cadeia são fragmentos do manto, expostos e serpentinizados durante a formação e expansão da crosta oceânica (Hekinian et al. 2000).

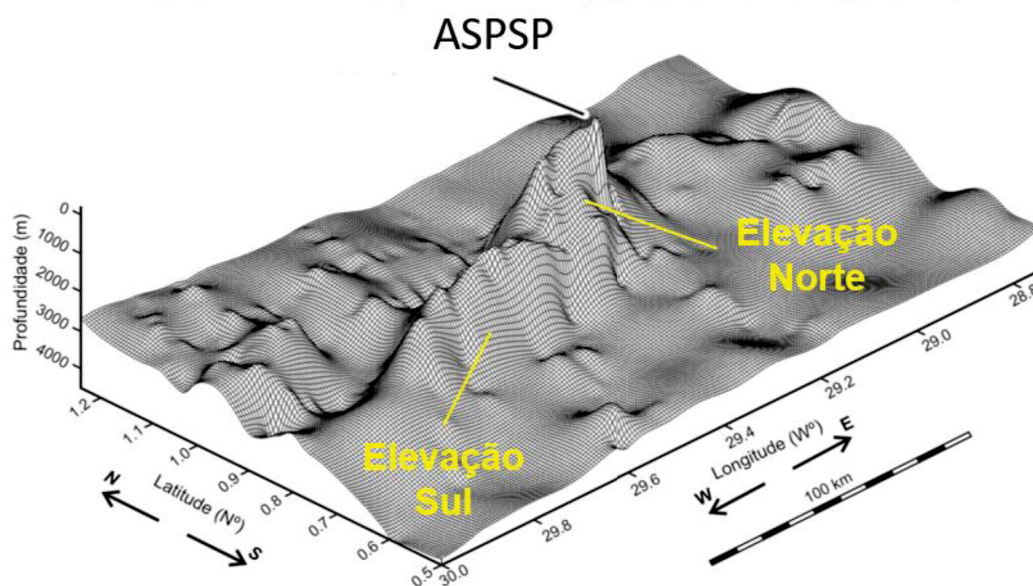


Figura 2 – Morfologia da Cadeia São Pedro e São Paulo, dividida em Elevação Sul e Elevação Norte, onde está localizado o ASPSP. Modificado de Motoki et al. 2009.

A Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo se dispõe na direção E-W e está inserida no contexto tectônico da Zona de Falha Transformante São Paulo. A Cadeia é dividida em Elevação Norte, na qual o topo corresponde ao ASPSP, e Elevação Sul (Motoki et al. 2009), completamente submersa. As elevações são separadas por um graben (Hekinian et al. 2000). A primeira é composta por rochas com

diferentes estágios de milonitização e pouco serpentinizados. Em contrapartida, a Elevação Sul caracteriza-se por peridotitos, variando de harzburgitos a lherzolitos, não milonitizados, fortemente fraturados e serpentinizados (Sichel et al. 2012).

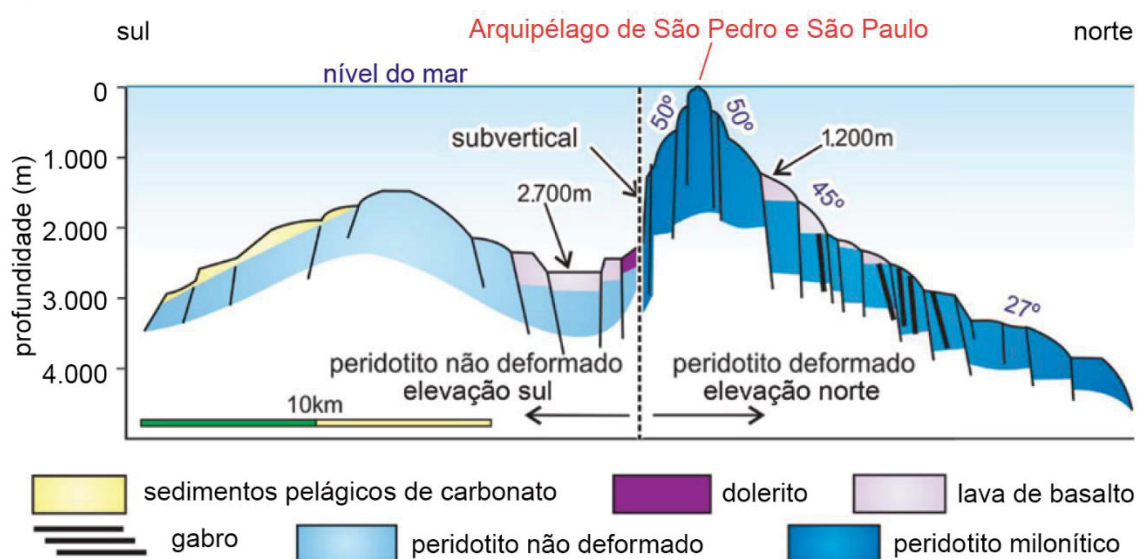


Figura 3 – Perfil esquemático da Cadeia Peridotítica São Pedro e São Paulo. À esquerda a Elevação Sul, compostas por peridotitos serpentinizados e à direita a Elevação Norte, composta por peridotitos milonitizados. Modificado de Sichel et al. 2012.

2.1.1 Elevação Sul

Essa elevação é completamente submersa e as rochas que a compõem consistem em peridotitos não milonitizados e intensamente serpentinizados (Hekinian et al. 2000). Essas rochas variam de harzburgitos e lherzolitos, onde a mineralogia principal consiste em olivina, clino e ortopiroxênio e espinélio (Hekinian et al. 2000, Campos et al. 2005). A relação de corte entre os veios indica mais de um evento de serpentinação. Durante esses processos a interação entre as rochas ultramáfica e os fluidos foi responsável pela formação de minerais secundários, cuja porcentagem nessas rochas é elevada, variando de 80-100% (Sichel et al. 2012).

2.1.2 Elevação – Norte

Os processos tectônicos pelos quais as rochas do ASPSP foram submetidas ocasionaram a obliteração das feições primárias, inclusive impossibilitando a determinação da porcentagem modal dos minerais (Campos et al. 2005). As rochas

variam de milonitos a ultramilonitos, onde os porfiroclastos apresentam formato elipsoidal e são constituídos principalmente por olivina, piroxênios, anfibólios e espinélio (Campos et al. 2005, Sichel et al. 2012). Eles são fortemente fraturados e fragmentos, reduzindo de tamanho até se confundir com a matriz de mesma composição mineralógica (Campos et al. 2005).

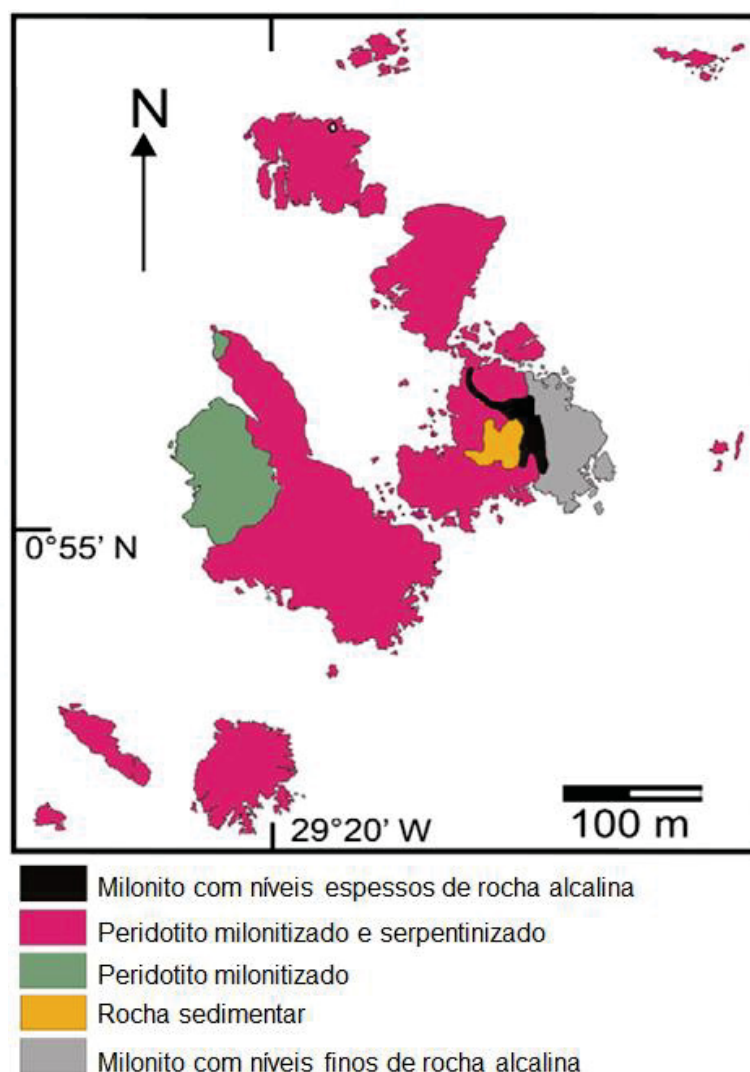


Figura 4 - Mapa geológico do Arquipélago São Pedro e São Paulo. Modificado de Campos et al. 2010.

Sichel et al. (2012) descrevem dois tipos texturais para as rochas miloníticas do ASPSP. A primeira consiste em uma textura de fluxo e de recristalização, formada na transição dos regimes rúptil-dúctil e responsável pela redução do tamanho de grão da olivina por recristalização dinâmica. O segundo tipo textural identificado pelos autores corresponde ao bandamento formado pela intercalação de lamina escuras, compostas

por anfibólios e bandas claras compostas por olivina e clinopiroxênios. Nessas rochas também há a ocorrência de pargasita, interpretada como mineral primário reliquiar e kaersutita, caracterizado como mineral relacionado ao metassomatismo (Sichel et al. 2012).

No arquipélago, mais especificamente, na Ilha de Challenger, também são encontradas rochas sedimentares de idade quaternária, definidas por Campos et al. 2002 como Formação São Pedro São Paulo, depositas durante o soerguimento do flanco norte (Elevação Norte segundo Motoki et al. 2009). Posteriormente, essas rochas sedimentares foram mapeadas e subdivididas por Campos et al. 2005 em duas unidades: a unidade inferior, denominada Unidade Atobás, é constituída por rochas conglomeráticas, compostas por seixos arredondados devido ao retrabalhamento por ação de ondas. As camadas dessas unidades encontram-se basculadas e sobre elas estão depositadas as camadas da unidade superior, denominada Unidade Viuvinhas, a qual é composta por arenitos de coloração cinza (Campos et al. 2005).

2.2 CONTEXTO GEOTECTÔNICO

As primeiras informações geológicas coletadas sobre as rochas do ASPSP foram feitas por Darwin em 1891, o qual sobretudo ressaltou que as rochas que constituíam o arquipélago não eram vulcânicas, como ocorre nas demais ilhas oceânicas brasileiras. Trabalhos posteriores, como Melson et al. 1967, sugeriram que as rochas do ASPSP fossem de origem possivelmente mantélica, devido a sua composição mineralógica forma de ocorrência e características geoquímicas.

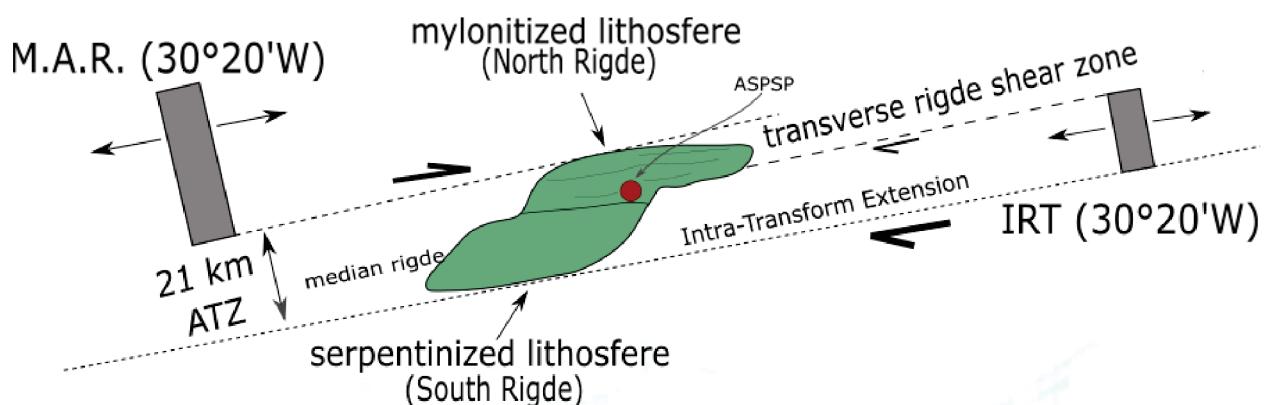


Figura 5 – Representação da zona de falha São Paulo, na porção onde está localizada a Cadeia Peridotítica São Pedro e São Paulo, a qual apresenta formato sigmoidal. Modificado de Hekinian et al. 2000.

Alguns modelos foram propostos para a evolução tectônica da Cadeia Peridotítica São Pedro e São Paulo. As diferenças petrológicas e estruturais entre as duas elevações que constituem a cadeia dificultou a elaboração de um modelo. A região do arquipélago é tectonicamente ativa e sua formação foi controlada por movimentações de falhas transformantes e expansão do assoalho oceânico, o que sugere que a cadeia foi tectonicamente encaixada no estado sólido na crosta oceânica (Hekinian et al. 2000, Campos et al. 2005). Hekinian et al. 2000 propuseram que o maciço tenha sido colocado no atual nível crustal pela combinação de diapirismo e transcorrência ligada a Falha São Paulo. Nesse modelo a Elevação Norte foi deformada durante vários estágios de soerguimento relacionados a tectônica transpressiva, enquanto a Elevação Sul foi soerguida por diapirismo durante distensão litosférica, com menos influência de cisalhamento que a elevação norte (Hekinian et al. 2000).

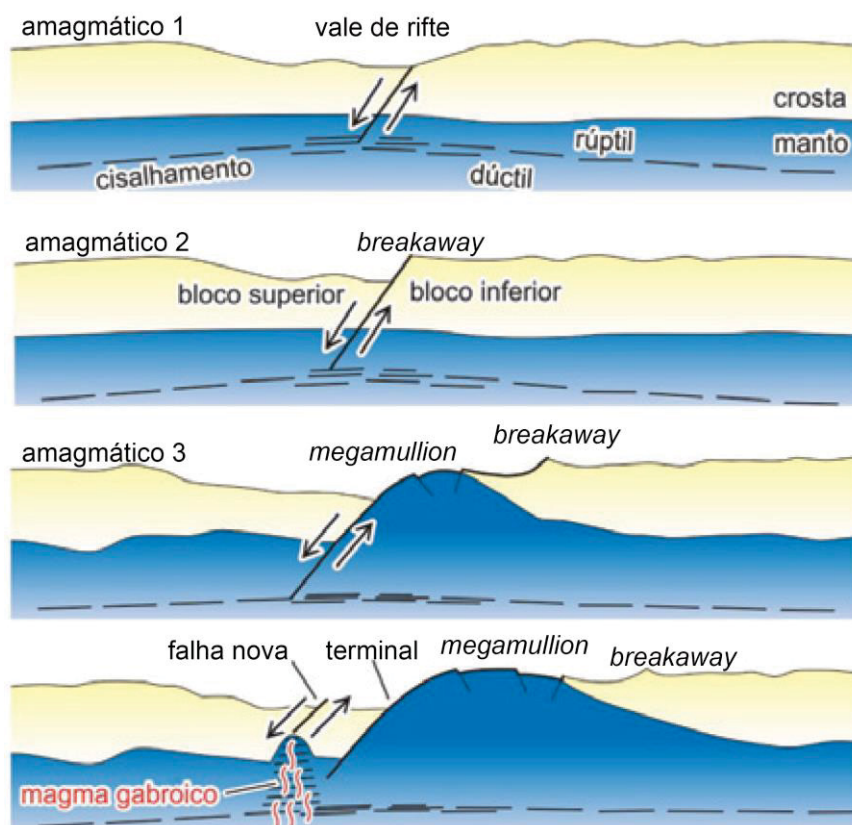


Figura 6 – Representação esquemática da formação do *megamullion*. Modificado de Sichel et al. 2012.

A diferença entre a origem e evolução tectônica explicaria a desigualdade de graus e estilos de deformação entre as duas elevações da cadeia peridotítica. Como a Elevação Sul é composta por rochas não deformadas, Sichel et al. 2012 sugerem que a exumação desta porção do manto seja exposta por tectônica distensiva através de uma falha de *detachment*, originando uma estrutura em forma de domo, denominada *megamullion*. Esse modelo seria análogo a formação dos *Oceanic Core Complex* (OCC). Em contrapartida, a elevação norte seria soerguida por meio de tectônica transpressiva, semelhantemente como proposto por Hekinian et al. (2000).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 DIFRAÇÃO POR ELÉTROS RETROESPALHADOS (EBSD)

3.1.1 Orientações Cristalográficas Preferencias (CPO)

Em algumas rochas deformadas a orientação dos eixos dos cristais tende a não ser randômica, mas sim sistemática. Algumas rochas tem orientação preferencial cristalográfica (CPO) para um mineral específico, o que significa que os eixos da maioria dos cristais desse mineral têm orientação semelhante. Conforme há a progressão da deformação, um dos planos cristalográficos do cristal tende a se paralelizar com o plano de foliação da rocha (plano XY). Quando esse mineral tem forma alongada de acordo com foliação por exemplo, essa orientação é facilmente reconhecida (Passchier e Trouw, 2005).

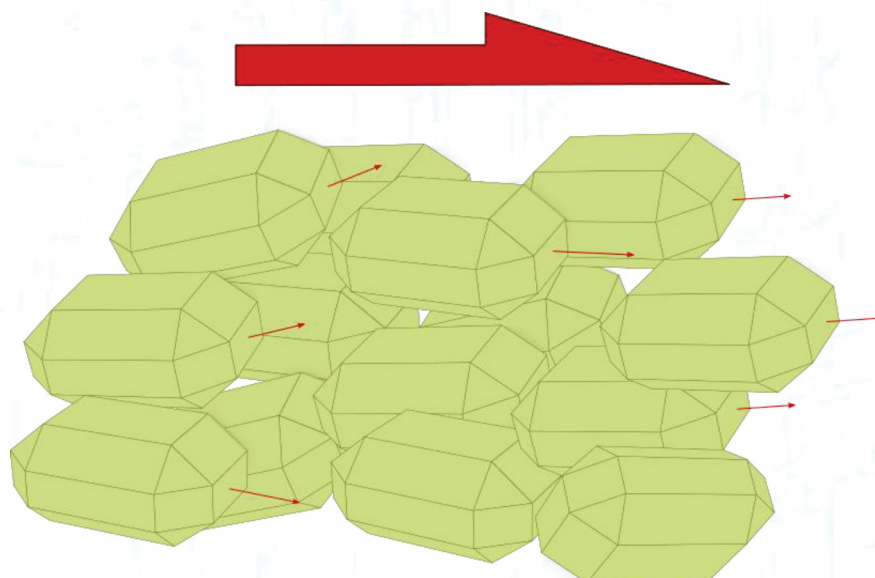


Figura 7 – Esquema do alinhamento de cristais durante o cisalhamento, produzindo um orientação preferencial cristalográfica na rocha deformada.

3.2 PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS

3.2.1 Amostragem

É importante que coleta de amostra seja feita em rocha não intemperizada e que seja representativa da variedade litológica e estrutural da área em questão. De

forma geral, a amostragem para análises microestruturais segue basicamente os mesmos critérios adotados para análises petrográficas comuns. Contudo, é fundamental também considerar a posição eixos do elipsoide de deformação finita (eixos X, Y e Z) para a amostra. A determinação dos eixos é feita de acordo com a posição espaciais de algumas estruturas: a foliação em amostras deformadas nos permite inferir a posição do plano entre os eixos X e Y (do elipsoide de deformação), que por consequência é normal ao eixo Z; a lineação mineral é considerada paralela à direção do eixo X.

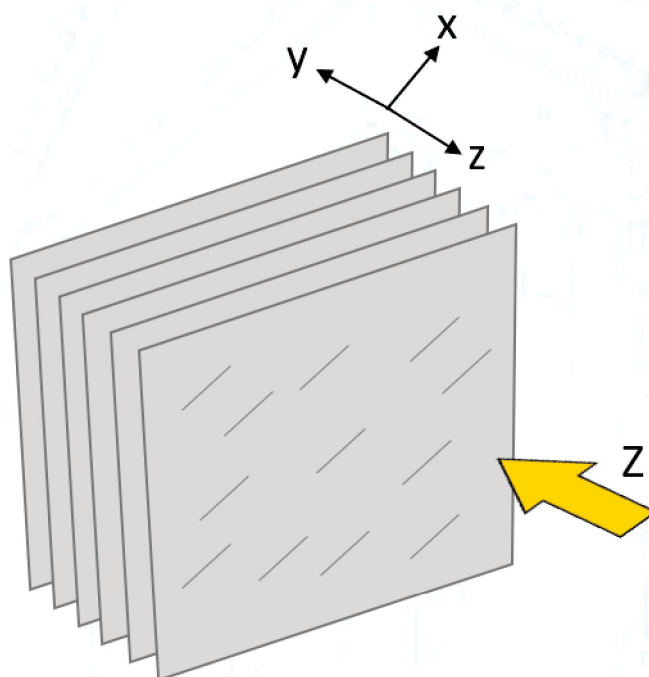


Figura 8 – Posição dos eixos do elipsoide de deformação de acordo com a foliação e a lineação mineral.

3.2.2 Corte

O corte deve ser feito de acordo com os objetivos do trabalho a ser realizados. Em análises microestruturais o corte das amostras é normalmente feito paralelo a lineação e perpendicular à foliação (Plano XZ). Este corte permite a correta identificação e classificação dos indicadores cinemáticos (Morales et al. 2007). Em análises de amostras com a ferramenta EBSD é necessário conhecimento da posição dos eixos (X, Y e Z) do elipsoide de deformação em relação a amostra para que seja possível o estudo das orientações cristalográficas.

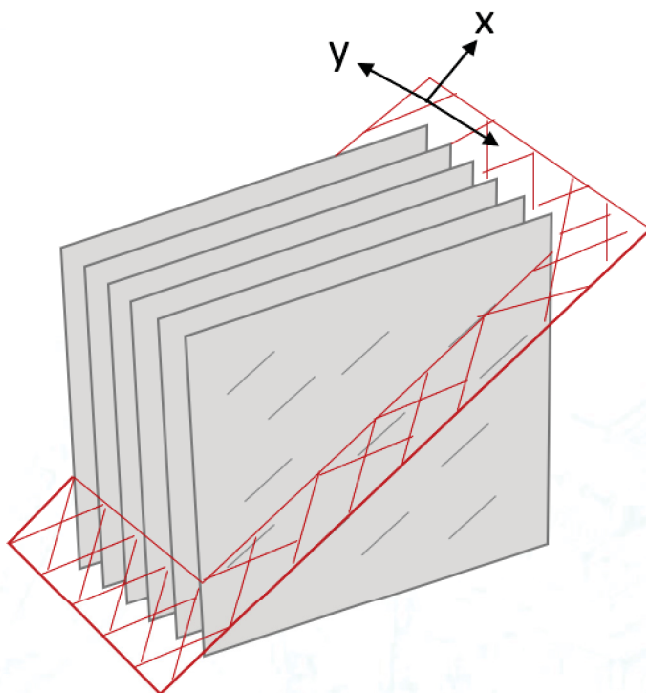


Figura 9 – Posição do corte (no plano XY) para a confecção de lâminas.

Após o corte, as amostras são preparadas em lâminas delgadas polidas ou cortadas em cubos de 1cm^3 e colocadas em embutimento. Neste trabalho foram utilizadas lâminas delgadas, pela vantagem da combinação de observações no microscópio petrográfico e no microscópio eletrônico.

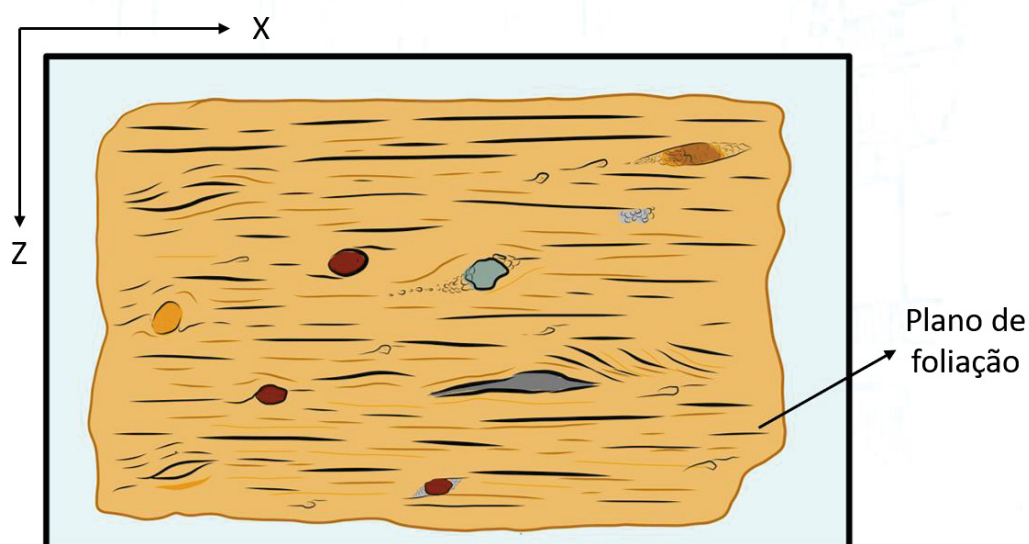


Figura 10 - Representação de lâmina delgada elaborada a partir do corte no plano XZ da amostra orientada para análises microestruturais.

3.2.3 Polimento

Após a confecção das laminas delgadas, as amostras devem passar uma etapa de ultrapolimento,. Essa etapa é essencial para a qualidade da aquisição de dados nas análises no MEV-EBSD, já que a qualidade dos dados obtidos nas análises dependem fundamentalmente na interação do feixe de elétrons com a superfície. Para que isso ocorra tal superfície deve ser o mais livre possível imperfeições e rugosidades.

Esse polimento é feito com o uso de abrasivos e tecidos de polimento. A granulometria dos abrasivos diminui conforme o avanço do polimento. O tempo e a granulometria do abrasivo usado dependerá do material a ser polido. O polimento inicial normalmente é feito na politriz de giro rápido, com a utilização de pastas de diamante (abrasivo), cuja granulometria varia entre 9 e 0,25 μm . Em lâminas delgadas o polimento na politriz de giro rápido geralmente é feita com granulometrias mais finas, 1 e 0.25 μm , para que se evite a formação de riscos na amostra causada pelo próprio polimento. Após essa etapa o polimento é finado utilizando sílica coloidal, onde o polimento é mecânico e químico, feito em partículas de 20nm (Morales et al. 2007). Ao fim de todas as fases de polimento, sempre a troca de abrasivos for feita, é necessário a lavagem da amostra em água corrente para retirar os resíduos de abrasivo anteriormente usado.



Figura 11 – Equipamento utilizados no polimento de amostras para análise no sistema MEV-EBSD. À esquerda a politriz LaboPol-30/-60 onde é feito o polimento com pastas de diamante (Fonte: Struers 2018) e à direita MiniMet1000, onde é feito o polimento final com sílica coloidal (Fonte: Buehler 2018)

3.3 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

3.3.1 Orientação e Análise da amostra no EBSD

Após a seleção das áreas de interesse a amostra é então levada ao microscópio eletrônico, onde é sustentada por um porta amostras. A amostra orientada é então posicionada de acordo com a posição dos eixos do elipsoide de deformação em relação aos eixos do microscópio. O eixo X da amostras (direção paralela a lineação mineral) é posicionado paralelo ao eixo X0 do microscópio, enquanto o eixo Z da amostra (perpendicular ao plano de foliação) é posicionado paralelo ao eixo Y0 do microscópio. É necessário o correto posicionamento da amostra no microscópio, considerando a posição dela em relação ao feixe de elétrons. Para amostras de rochas geralmente são utilizados ângulos iguais ou acima de 70° em relação a horizontal (Randle, 2004).

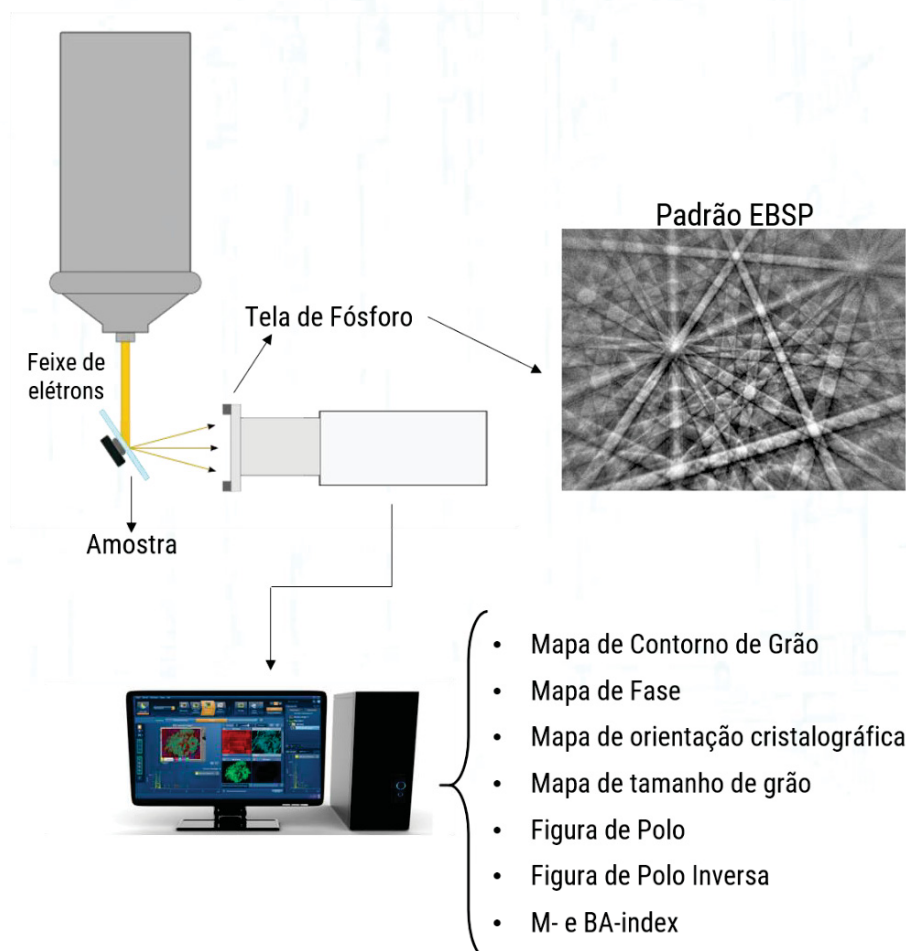


Figura 12 – Esquema da aquisição de dados no Sistema MEV-EBSD.

Para uma análise microestrutural mais completa foi utilizada a ferramenta EBSD (*Electron Backscatter Diffraction*), que permite a obtenção de dados sobre a orientação cristalográfica dos cristais. Essa técnica analisa a orientação cristalográfica de áreas específicas escolhidas com o auxílio do microscópio ótico. O EBSD consiste na interação de um feixe de elétrons com a superfície da amostra orientada. Os elétrons são então difratados para uma tela de fósforo, posicionada no interior da câmara de vácuo, onde são gerados os padrões EBSP (*electron beam scattering pattern*), que são padrões de simetria que permitem a identificação do sistema cristalino do grão analisado (Randle, 2004; Passchier e Trouw 2005).

3.3.2 Representação dos dados

a) Figuras de polo

Em análises de rochas geralmente são usadas figuras de polo para representar a orientação cristalográfica dos grãos. Elas auxiliam na identificação de CPO e na determinação do sistema de deslizamento ativo durante a deformação. As figuras de polo são geradas para cada uma das direções ou planos cristalográficos, que variam de acordo com o sistema cristalino do mineral analisado (Bunge, 1982; Passchier e Trouw, 2005). Nas figuras de polo usadas em análises microestruturais os eixos cristalográficos são geralmente plotados de acordo com os eixos do elipsoide de deformação (Passchier e Trouw, 2005). Assim, a linha vertical da figura de polo é usada para representar o eixo Z e a linha horizontal usada para indicar o eixo X, direção da lineação mineral.

b) Mapas de fase

O mapa de fase é feito para a identificação dos minerais que constituem a porção analisada. Nesse mapa, cada mineral é representado por uma determinada cor. A identificação das fases minerais é feita pela simetria dos elementos formados no padrão de difração durante a análise do EBSD. Através da simetria desses elementos, é feita identificação do sistema cristalino a que aquele grão analisado pertence. A diferenciação entre os minerais do mesmo sistema é feita pela diferença na espessura

dos planos cristalográfico, que são diferentes devido a diferença de tamanho dos átomos que o compõem (Randle, 2004).

c) Mapa de Figura de Polo Inversa (IPF)

Além da simetria analisada no padrão de difração a posição espacial dos eixos em relação a amostra também é usada para a obtenção de orientação cristalográfica. Essa orientação pode ser representada na forma de mapa usando os ângulos de Euler ou os mapas de Figura de Polo Inversa (*Inverse Pole Figure – IPF*). Nos mapas de IPF é atribuído um espectro de cor, onde os extremos correspondem aos principais eixos cristalográficos dos cristais. É definido então em relação a qual dos eixos de deformação da amostras o mapa será elabora (normalmente utiliza como referência a direção X do elipsoide de deformação finita). Após o processamento todos os cristais de mesma cor terão a mesma orientação, e a cor indicará qual dos eixos do cristal está paralelo aquele eixo da amostra.

d) M index

A deformação de uma rocha implica em várias mudanças texturais que podem ser observadas em amostras de mão e em laminas delgadas. Em análises microestruturais com a utilização da técnica EBSD é comum o uso das figuras de polo para a representação das orientações cristalográficas preferencias (CPO) de um amostra (Mainprice et al. 2014). Embora algumas variações na trama da rocha possam ser observadas quantitativamente nas figuras de polo, existe a necessidade de se quantificar numericamente a intensidade da CPO, para que seja possível a comparação entre amostras ou entre porções de uma amostra (Skemer et al. 2005; Mainprice et al. 2014).

Com a intenção de quantificar a intensidade da CPO, Bunge (1984) desenvolveu um ferramenta, denominada *J-index*. Ele varia entre 0, para trama randômica, e 1 para tramas com CPO desenvolvido. O *J-index* é amplamente utilizado em ciência dos materiais e em geociências para quantificar a intensidade da deformação através da CPO (Mainprice et al. 2014). Contudo Skemer et al. (2005) detalham uma série de problemas embutidos no cálculo do *J-index*, e como alternativa, propõe um método baseado nos ângulos de *misorientation* entre os cristais, o M-index (*misorientation index*).

Misorientation é o termo usado para se referir à diferença entre a orientação cristalográfica entre dois cristais de um agregado policristalino. Essa diferença é expressa por um eixo rotação e um ângulo de rotação (ângulo de *misorientation*). para um agregado mineral existem duas forma de se quantificar a distribuição da *misorientation*. Pode-se calcular a diferença entre dois cristais adjacentes ou calcular a diferença de orientação cristalográfica entre dois cristais selecionados randomicamente. Ambas são importantes na análise microestrutural (Wheeler et al. 2001).

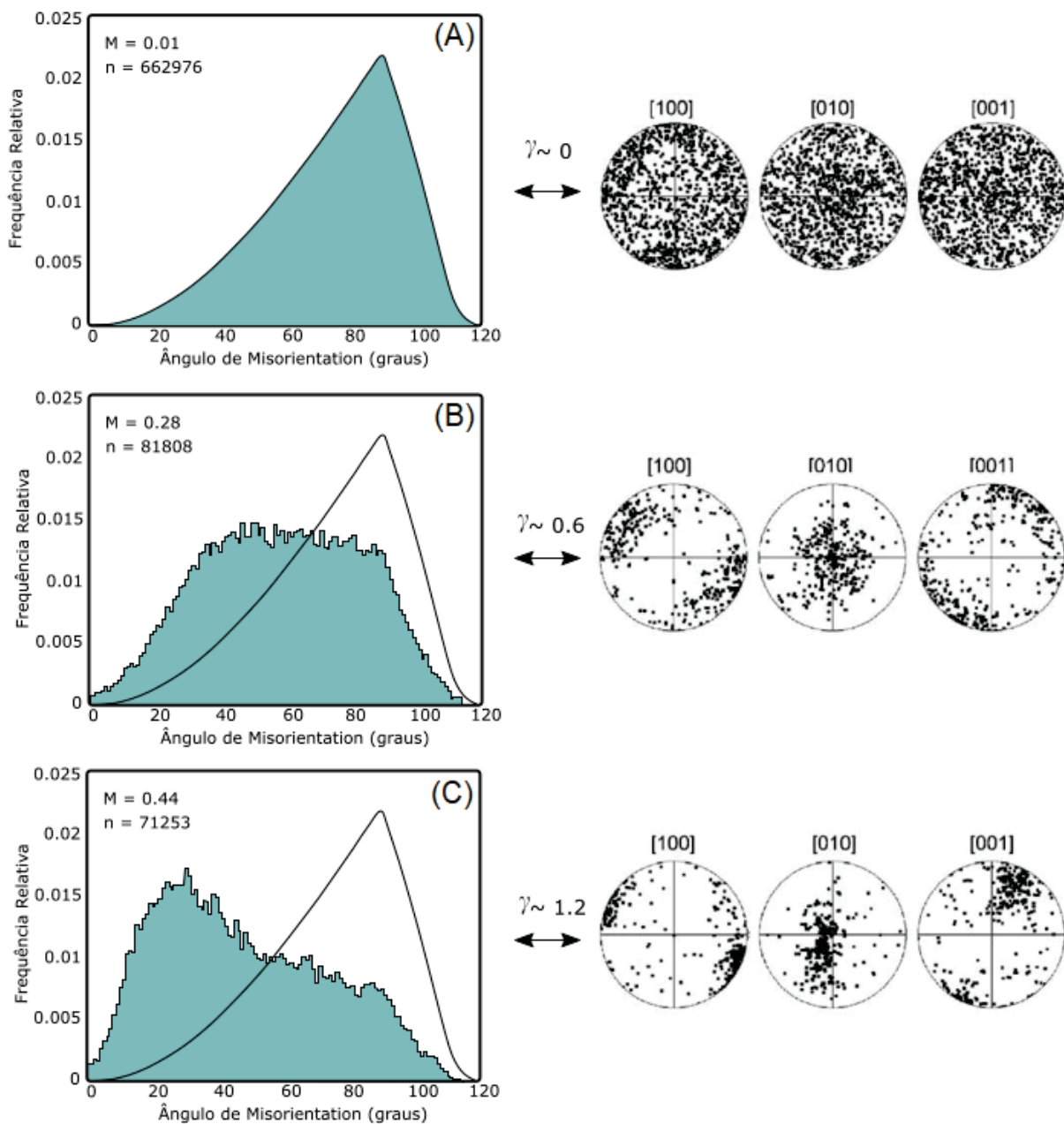


Figura 13 – Distribuição dos ângulos de *Misorientation* para amostras com diferentes taxas de deformação. Em (A) a amostra apresenta trama randômica e em (C) trama com orientação preferencial.

Percebe-se que com o aumento do *strain* (Y) há o aumento do M-index (M) e a migração dos ângulos de *misorientation* para valores mais baixos. Fonte: Skemer et al. 2009.

O estudo de *misorientation* entre grãos vizinhos (*correlated grains*) fornece informações consideráveis sobre processos como desenvolvimento de subgrão e formação de novos grãos gerados durante o processo de recristalização dinâmica. A análise de grãos aleatórios (*uncorrelated grains*) permite observar a relação do grão em relação ao agregado mineral. Isso é de grande utilidade porque a distribuição de *misorientation* é fortemente relacionada a CPO (Wheeler et al. 2001; Skemer et al. 2005).

O M-index é definido como a diferença entre a distribuição de ângulos de *misorientation* de cristais não relacionados em uma amostra isotrópica e um amostra com orientação cristalográfica preferencial, calculado pela fórmula (1), onde R^T representa a distribuição dos ângulos de *misorientation* em uma trama randômica e R^0 distribuição dos ângulos de *misorientation* em uma trama com orientação preferencial. O M-index varia entre 0, para trama randômica, e 1 para trama com simetria *single crystal* onde todos cristais apresentam a mesma orientação cristalográfica (Skemer et al. 2005).

$$M \equiv \frac{1}{2} \int |R^T(\theta) - R^0(\theta)| d\theta.$$

Em amostras isotrópicas, onde não existe uma orientação cristalográfica preferencial, e todas as direções apresentam-se relativamente a mesma influência na textura da rocha, o ângulo de *misorientation* entre os cristais apresenta valores altos (Figura 13 A). Com o aumento da deformação e desenvolvimento da CPO, a distribuição dos ângulos de *misorientation* mudam para ângulos baixos (Figura 13 C), conforme os grãos se tornam mais alinhados e com orientação cristalográfica semelhante (Skemer et al. 2005). Na Figura 1, vemos que a curva representando a frequência dos ângulos de *misorientation* muda para valores mais baixos de acordo com o aumento da taxa de *strain* assim como ocorre o Aumento do M-index (M).

e) BA-index

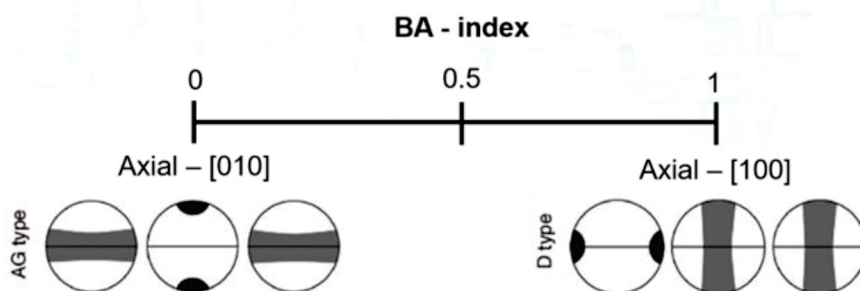
Entre os seis tipos de padrões de CPO de olivina conhecidos até então, existem quatro com simetria ortorrômbica, onde os máximos das direções [100], [010] e

[001] são ortogonais na figura de polo, e dois padrões axiais, onde apenas uma das direções forma uma máxima, enquanto as outras duas formam guirlandas. Mainprice et al. 2014 utilizaram um padrão de CPO ortorrômbico, e dois padrões axiais, um onde somente o [100] formasse uma máxima de pontos na figura de polo enquanto [010] e [001] formassem guirlandas (D-type) e outro onde [010] formasse um máxima e [100] e [001] formassem guirlandas (AG-type). A partir disso, determinaram um index de simetria para olivinas, que indica a tendência de uma CPO de se aproximar de um dos dois padrões axiais, conhecido como BA-index.

O *BA-index* (onde B representa [010] e A representa [100]) é então um index que caracteriza a simetria da CPO e foi especificamente desenvolvidos para análise de olivinas, e serve para qualificar numericamente a transição entre os dois tipos axiais CPO apresentados por cristais deformados. O BA index pode ser calculado como:

P se refere a figura de polo onde [010] forma uma máxima e [100] e [001] formam guirlandas (AG-type) e G se refere a figura de polo onde [100] forma uma máxima. e [010] e [001] formam guirlandas (D-type). Quando o valor de BA é igual a 0, ele indica que a [010] forma uma máxima enquanto [100] forma guirlanda. Quando BA é igual a 1, a direção [100] forma uma máxima e a figura de polo de [010] forma uma guirlanda. Para $BA=0.5$, ambas as direções, [100] e [010], formam máximas (Mainprice et 2014). Esta é a forma mais comum de CPO de olivina, onde a[100], b[010] e c[001] são perpendiculares entre si.

O *BA-index* tende a diminuir com aumento do cisalhamento, caminhando para valores próximos de 0.5. O BA index é também um método que, junto às figuras de polo, ajuda na identificação do tipo de olivina. A principal ideia de um index de simetria de CPO é o uso de duas figuras de polo de para caracterizar um caso perfeito de simetria axial (Mainprice et al. 2014).



4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

4.1 MECANISMOS DE DEFORMAÇÃO

Os processos envolvidos na deformação envolvem (1) fatores internos, relacionados com as características da rocha, tais como mineralogia, composição do fluido intergranular, tamanho do grão, orientação cristalográfica preferencial (*lattice preferred orientation* - LPO), porosidade e permeabilidade e (2) fatores externos como temperatura, pressão litostática, taxa de *stress* diferencial, pressão de fluido e taxa de deformação externa (Passchier e Trouw, 2005). A temperatura é o fator isolado mais importante. A alta temperatura favorece os mecanismos de deformação plástica e suas microestruturas (Fossen, 2010).

Em escala de cristal, a deformação rúptil e fluxo cataclástico ocorrem na crosta superior ou em altas taxas de deformação (*strain rate*). Em níveis crustais mais profundos, as rochas deformam por fluxo plástico, através de uma variedade de mecanismos de deformação dúctil, sem necessitar de taxas de *strain* elevadas (Passchier e Trouw, 2005).

Embora os mecanismos de deformação rúptil sejam mais comuns na crosta superior, eles também ocorrem em maiores profundidades, em condições de ambientes de deformação dúctil, devido ao comportamento (reologia) característico de cada mineral.

Tanto cristais deformados quanto cristais sem deformação apresentam defeitos na sua estrutura cristalina. Estes defeitos podem ser pontuais, como a ausência (vacância) ou excesso de átomos, ou lineares. Os mecanismos de deformação dúctil atuam em escala de cristal, modificando de alguma forma os defeitos (Bollmann, 2012). formação e redução de defeitos ocorrem por migração de defeitos dentro do retículo cristalino. A deformação plástica aumenta a quantidade de defeitos e deslocações (*dislocations*) na estrutura cristalina dos minerais. As deformações internas à estrutura cristalina são conhecidas como intracristalinas, onde as principais são:

4.1.1 Deslizamento de Deslocações (Dislocation Glide)

Deformação intracristalina por deslizamentos. Ocorre quando há o deslizamento dos defeitos em determinado plano para uma determinada direção. A associação do plano de deslizamento com a direção de deslizamento caracteriza o sistema de deslizamento (*slip system*).

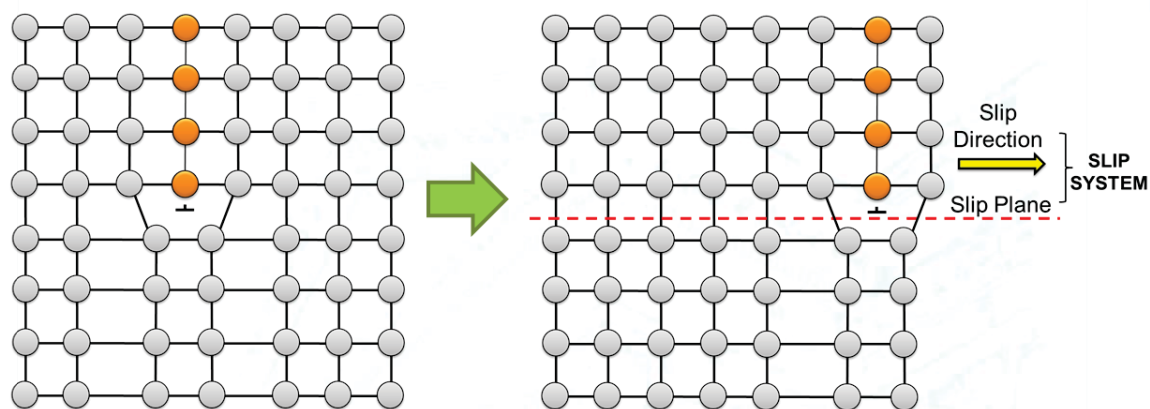


Figura 14 – Exemplo de deformação por deslizamento (*Dislocation Glide*) onde o meio plano extra na estrutura do cristal (bolas vermelhas) é deslocado do meio para a borda do grão, por conta da aplicação de tensão, com uma direção e um plano de deslizamento que forma o *Slip System*.

O sistema de deslizamento pode mudar de acordo com as condições de deformação, como pressão, temperatura, tipo de cisalhamento e quantidade de água. Esse movimento ocorre no plano e direção que necessite menos energia nas presentes condições (Passchier e Trouw, 2005; Fossen, 2012).

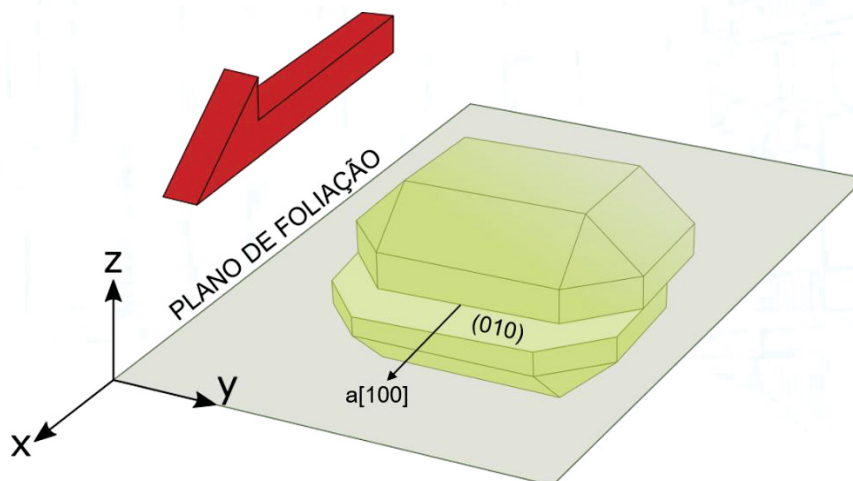


Figura 15 – Exemplo do sistema de deslizamento (010)[100] em um cristal de olivina.

4.1.2 Fluência de Deslocações (Dislocation Creep)

Abrange tanto a formação quanto a movimentação e destruição de deslocações em um cristal. Este mecanismo permite que deformação ocorra sob um esforço diferencial menor que o necessário para um fraturamento rúptil. Este tipo de deformação ocorre quando os defeitos cristalinos são deslocados para o lado e em seguida para cima. Assim, este mecanismo resulta do deslizamento das deslocações associadas a saltos (*climbs*).

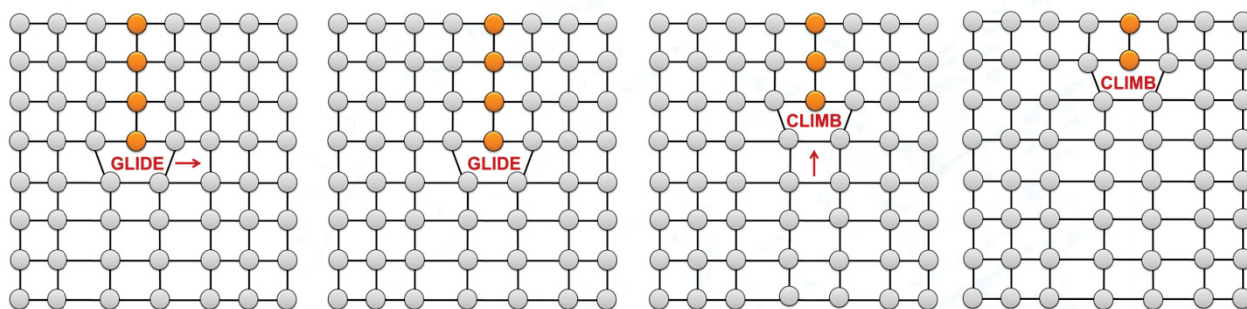


Figura 16 – Exemplo de *Dislocation Creep*, onde o defeito primeiro sofre deslocamento da horizontal e posteriormente há a mudança na direção de deslizamento.

4.1.3 Fluência por Difusão (Diffusion Creep)

A transferência de massa por difusão (*diffusion creep*) envolve mudanças na forma do grão por difusão de componentes químicos (Vernon, 2004). Essa difusão pode ocorrer de três principais formas:

I. Dissolução por pressão (*pressure solution* ou *stress-induced solution transfer*), ocorre em meio aquoso e nela a difusão ocorre por meio de um fluido intergranular. O grão é dissolvido em locais onde o stress é máximo e os íons são carregados pelo fluido. A precipitação ocorre em locais de menor esforço. Esse processo é estritamente relacionado à deformação e provoca mudança no volume da rocha (Passchier e Trouw, 2005; Fossen, 2012).

II. *Coble creep* ocorre em estado sólido quando a difusão é restrita ao longo das bordas dos grãos. Ela necessita de menos energia que a N-H, portanto é mais importante na crosta plástica. Nos dois tipos de difusão os grãos mudam de forma e, portanto, a rocha acumula deformação (Passchier e Trouw, 2005; Vernon 2004).

III. Difusão em volume (*Nabarro-Herring creep*) ocorre quando há difusão através dos cristais. Ela requer altas temperaturas e é atenuada com a diminuição no tamanho

do grão e, portanto, é mais comum à deformação de rochas como peridotitos do manto (Vernon, 2004).

4.1.4 Deslizamento de Borda de Grão (*Grain Boundary Sliding* - GBS)

Esse mecanismo se refere a deformação superplástica, portanto sensível ao tamanho dos grãos e ocorre em rochas de granulações muito fina. Ele envolve um relativo movimento sem que haja a perda de coesão e acontece normalmente na ausência de fluidos (Vernon, 2004). Atua em altas temperaturas quando a difusão é suficientemente rápida para modificar o formato dos grãos à medida que eles deslizam uns sobre os outros. Esse processo normalmente requer altas taxas de deformação atingidas após recristalização dinâmica, através da qual há uma drástica redução no tamanho dos grãos (Passchier e Trouw, 2005).

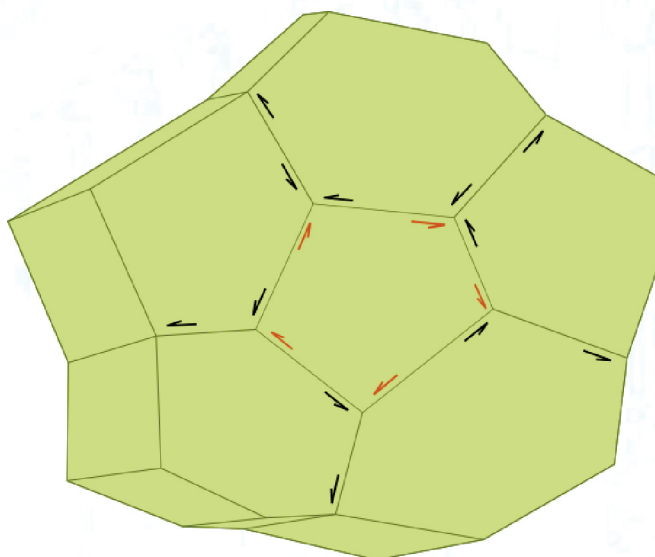


Figura 17 – Desenho esquemático mostrando deslizamento de borda do grão (*grain boundary sliding*) durante a deformação plástica.

Devido aos requisitos, este mecanismo ocorre principalmente durante a deformação de rochas mantélicas peridotíticas de granulação fina, normalmente após uma redução no tamanho dos grãos após a recristalização dinâmica. Esse mecanismo de formação pode acomodar grande taxa de deformação sem haver o desenvolvimento de tramas com orientações preferenciais (Fossen, 2012). O tamanho do grão é um dos principais parâmetros para determinar se a rocha será deformada por *dislocation creep* ou por *diffusion creep* associada a GBS (Passchier e Trouw, 2005).

4.2 RECUPERAÇÃO E RECRISTALIZAÇÃO

Todo cristal possui certa quantidade de energia, chamada de energia interna. Essa energia é mínima quando o cristal não possui deslocamentos. A deformação leva ao aumento da densidade de deslocamentos nas estruturas cristalinas e, por consequência, aumenta a energia interna do cristal (Passchier e Trouw, 2005). Processos como *dislocation creep* tendem a reduzir a energia interna do grão por meio da migração de deslocamentos, seja para as bordas ou para uma zona interna do grão. O termo *recovery* (recuperação) é utilizado para agrupar o conjunto de processos que atuam no intuito de reduzir a energia interna do grão (Vernon, 2004).

Conforme ocorre a migração, as deslocamentos podem se agrupar em emaranhados formando zonas planares denominadas paredes de deslocamento (Fossen, 2012). As porções divididas por esta parede apresentam uma sutil diferença na orientação cristalográfica, causando extinção ondulante no cristal. Com o aumento na densidade de deslocamentos, havendo mobilidade iônica suficiente as deslocamentos se arranjam geometricamente na forma de parede, as quais separam regiões dentro do cristal com pequenas diferenças em orientação. Formam-se assim os subgrãos os quais diferem entre si por pequenos graus em orientação e de emaranhados, as paredes de deslocamentos se transformam progressivamente em redes bem definidas conhecidas como borda de subgrão. Os subgrãos são domínios ou fragmentos de um cristal com orientação cristalográfica levemente diferente dos subgrãos adjacentes (Passchier e Trouw, 2005).

A recristalização ocorre quando a recuperação se prolonga e os subgrãos tornam-se grãos individuais. A recristalização é dinâmica quando ocorre durante a deformação da rocha e estática quando ocorre após a deformação (Fossen, 2012). Como resultado, novos grãos menores e com menor densidade de deslocamentos substituem os grãos antigos (Passchier e Trouw, 2005). Existem três tipos de recristalização:

4.2.1 Recristalização por Rotação de Subgrão (*Subgrain Rotation Recrystallisation- SGR*)

Conforme há o aumento no acúmulo de deslocamentos nas bordas dos subgrãos, a diferença na orientação cristalográfica entre os subgrãos aumenta progressivamente e assim as bordas de subgrão mudam gradativamente para borda de grão, os quais apresentam orientação cristalográfica diferente do grão original (Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005).

4.2.2 Recristalização por migração de borda de grão (*Grain Boundary Migration-GBM*)

É resultado da diferença de energia de deformação entre dois grãos vizinhos. Acontece quando há um pequeno movimento de átomos ao longo da borda do grão mais deformado para adequar-se a estrutura cristalina do cristal com menor densidade de deslocamentos. O limite entre esses grãos se desloca em direção ao grão com maior densidade de deslocamentos e o pode ocorrer um crescimento no cristal menos deformado. Esse processo é favorecido pelo aumento da temperatura e também contribui para a redução na densidade de deslocamento de um cristal deformado (Passchier e Trouw, 2005; Fossen, 2012).

4.2.3 *Bulging* (BLG)

Esse processo é outro tipo de migração de borda de grão, porém de forma localizada que sob baixas temperaturas, também por conta da diferença de densidade de deslocamentos entre grãos vizinhos (Passicher e Trouw, 2005). A borda do grão de menor densidade de deslocamento tende a migrar, localmente, para o interior do grão de menor densidade, formando protuberâncias, as quais posteriormente se transformam em novos grãos individuais (Vernon, 2004; Passchier e Trouw, 2005).

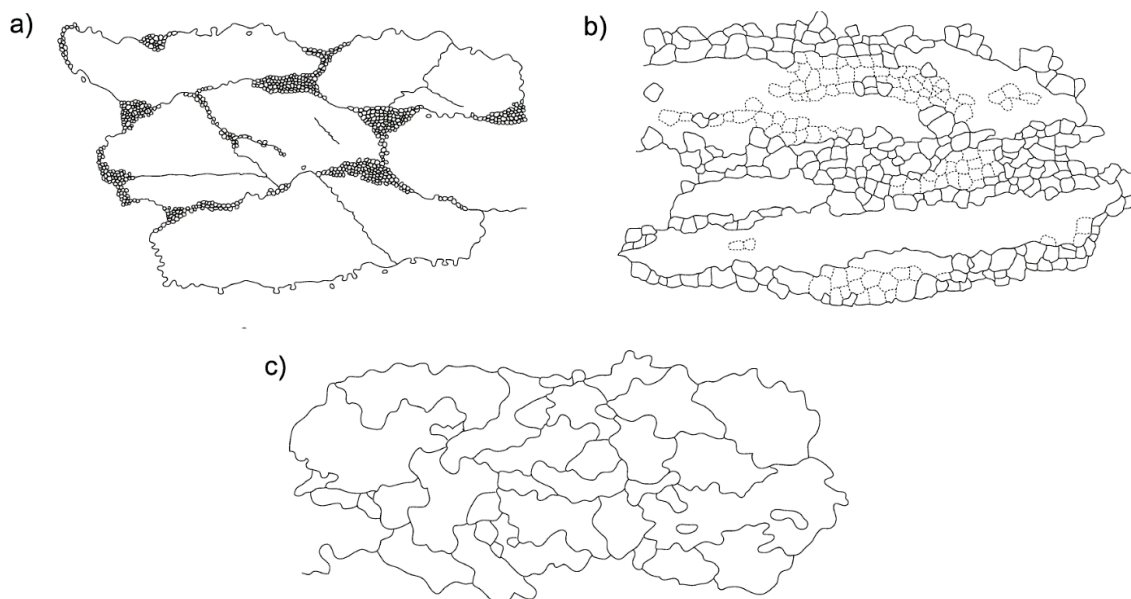


Figura 18 – Tipos de recristalização dinâmica, onde a) SGR, b) GBM e c) BLG. Modificado de Stipp, 2002.

4.3 O GRUPO DAS OLIVINAS

As olivinas (Y_2SiO_4) são nesossilicatos ou ortossilicatos com estrutura cristalina simples, compostas por tetraedros de $(SiO_4)^{4-}$, resultante de uma relação Si:O = 1:4, os quais são ligados por cátions Y (Figura 19A), bi ou trivalentes. No caso das olivinas, o Y pode ser podem ser Mg, Fe e Mn, que formaram respectivamente os cristais de Forsterita, Faialita e Tefroíta. O Grupo das Olivinas possui duas series continuas (Figura 19B), sendo que a série Forsterita – Faialita é composta por minerais formadores de rocha e, por tanto, mais comuns (Deer et al. 1992).

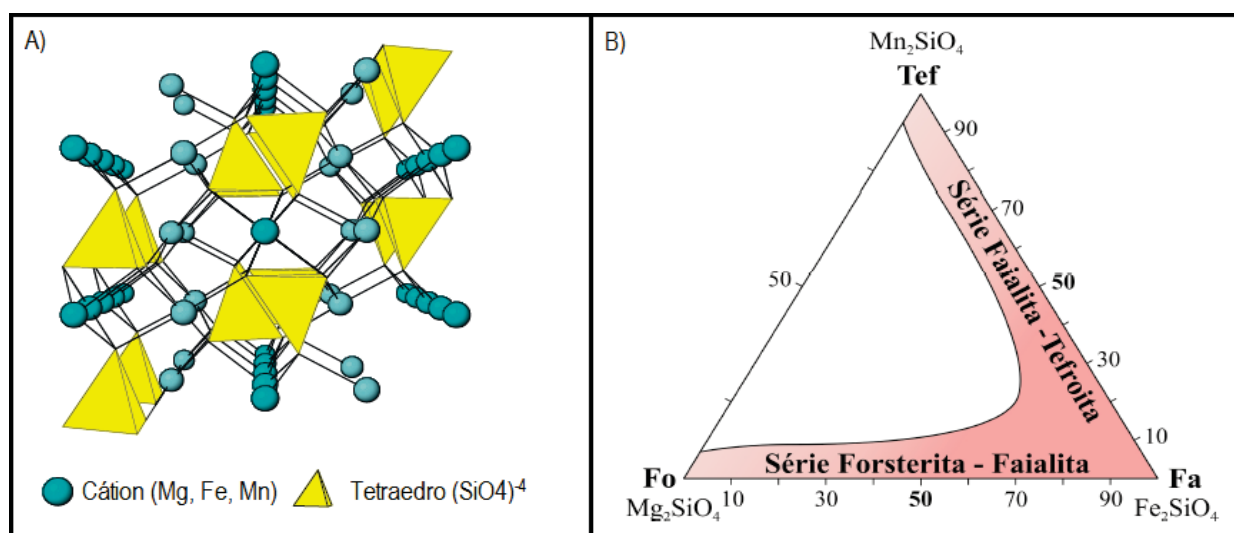


Figura 19 – A) Estrutura da olivina vista na direção do eixo C. B) Série Forsterita - Faialita e Série Faialita – Tefroita.

As olivinas pertencem ao grupo dos minerais Isoclinais e cristalizam no Sistema Ortorrômbico, o qual possui três eixos perpendiculares entre si, mas com comprimentos diferentes (Figura 3). Assim os planos cristalográficos importantes a serem analisados são [100], [010] e [001] (Deer et al. 1992; Mackenzie e Guilford, 2014).

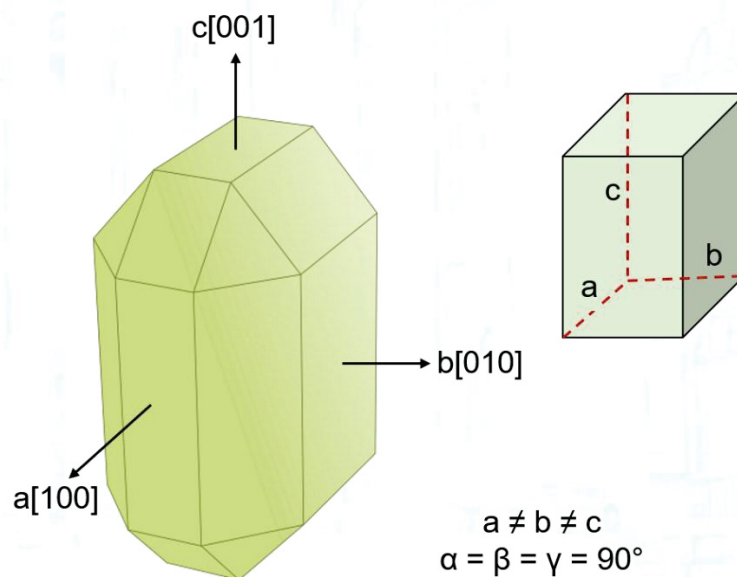


Figura 20 – Célula unitária do sistema ortorrômbico mostrando a relação de perpendicularidade e a diferença de comprimento entre os eixos cristalográficos a, b e c. Na figura α é o ângulo entre os eixos a e c; β o ângulo entre b e c; γ ângulo entre a e b.

4.3.1 Deformação em Olivinas

A análise de cristais de olivina é a principal ferramenta para o estudo de manto litosférico, tendo em vista que esse mineral que domina a composição do mesmo. O comportamento e intensidade da orientação cristalográfica preferenciais (CPO) das olivinas parece ser o fator essencial no controle das propriedades físicas do manto, como fluxo e anisotropia sísmica (Nicolas e Christensen, 1987; Ismail e Mainprice, 1998; Mainprice et al. 2005). Por conta da relevância da olivina para o comportamento do manto, sobretudo do manto litosférico, o estudo da deformação de agregados de olivina foi bem desenvolvido ao longo das últimas décadas graças ao aperfeiçoamento e desenvolvimentos de novas tecnologias (Michibayashi et al. 2016).

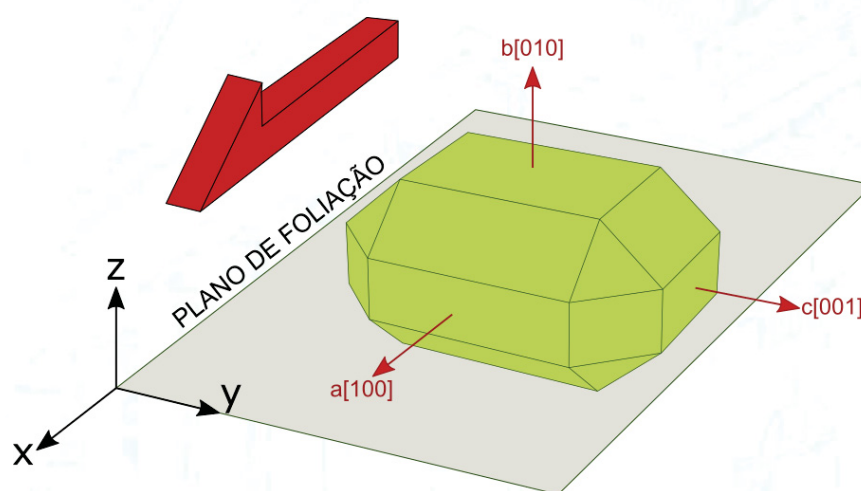


Figura 21 – *Slip system* em cristal de olivina. A ilustração acima mostra a relação entre os eixos cristalográficos dos cristais e eixos do elipsoide de deformação, identificados por estruturas como foliação e lineação. Na imagem, [010] está paralelo a Z e [100] indicando assim a ativação do sistema de deslizamento (010) [100].

Com a análise de agregados de olivinas, deformados naturalmente ou em experimentos, foi possível compreender como a deformação atua neste mineral em diferentes condições e como ocorre o desenvolvimento de orientações preferenciais cristalográficas. O sistema de deslizamento ativo durante a deformação plástica da olivina é de suma importância para a anisotropia sísmica do manto superior, e anomalias sísmicas no manto vem sendo atribuídas a transição entre sistemas de deslizamento e mecanismo de deformação (Ismail e Mainprice, 1998; Mainprice et al. 2005). Vários fatores influenciam na ativação deste sistema, como temperatura, presença de fases secundas (piroxênio, espinélio, granada etc), taxa de deformação,

tipo de deformação (cisalhamento simples ou puro), presença de *melt*, história de deformação (Tommasi. et al. 1999, Passchier e Trouw 2005) pressão e quantidade de água (Jung e Karato, 2001b).

A partir de amostras naturais de agregados de olivina, deformados experimentalmente por cisalhamento simples, Jung e Karato (2001b) observaram as transições que ocorriam nos padrões de CPO, de acordo com a quantidade de água, presente durante a deformação, e da taxa de stress aplicada. As olivinas são classificadas de acordo com o padrão de CPO que se forma devido a ativação de um sistema de deslizamento predominante durante a deformação plástica. Quatro padrões de CPO foram definidos neste trabalho:

4.3.1.1 *A-type*,

(010) subparalelo/paralelo ao plano de cisalhamento e [100] subparalelo/paralelo a direção de cisalhamento. Ocorre em ambientes com baixas taxas de deformação e baixa quantidade de água (abaixo de 800ppm H/Si), embora posteriormente (Ohuchi e Irifune, 2013) também tenha sido encontrado em ambiente de alta pressão e elevada quantidade de água. É o tipo mais comum de padrão de CPO e já havia sido reportada por vários trabalhos anteriores como principal sistema de deslizamento de olivinas (e.g. Nicolas et al. 1973; Mercier e Nicolas 1975; Nicolas e Christensen 1987; Zhang e Karato 1995; Ismail e Mainprice 1998) em altas temperaturas (Raleigh, 1967) normalmente encontrado em peridotitos deformados, derivados da litosfera empobrecida (Jung e Karato 2001a). Estudo sugere que o deslizamento na direção [100] seja predominante em profundidades inferiores a 150km (Mainprice et al. 2005).

4.3.1.2 *B-type*,

(010) subparalelo/paralelo ao plano de cisalhamento e [001] subparalelo/paralelo a direção de cisalhamento. É característico de ambientes de alta pressão e alta quantidade de água. Foi descrito, assim como o C-type em ambientes interpretados como zona de subducção (Frese et al. 2003), onde as taxas de fugacidade da água são altas. Mainprice et al. (2005) sugerem que o deslizamento na direção [001] é dominante em profundidades próximas a 300km. A transição entre os

tipos B e C não é bem compreendida, embora acredita-se que o B predomine em pressões mais altas (Jung e Karato, 2001b).

4.3.1.3 *C-type*,

(100) subparalelo/paralelo ao plano de cisalhamento e [001] subparalelo/paralelo a direção de cisalhamento. O cisalhamento ao longo da direção [001] é enriquecido em relação a direção [100] com a adição de água (Jung e Karato, 2001b).

4.3.1.4 *D-type*,

a direção [100] é bem definida subparalela a direção de cisalhamento, mas as direções [010] e [001] formam guirlandas normais ou com alto ângulo em relação a direção da lineação. É o tipo de CPO formado em pressões mais elevadas e com baixa quantidade de água. Assim como os demais tipos, ele já havia sido descrito anteriormente em amostras deformadas naturalmente (Zhang e Karato, 1995; Zhang et al. 2000; Bystricky et al. 2000). Estudos realizados por Chatzaras et al. 2016 mostram que o D-type pode se formar em diversas condições de deformação e, por isso, é difícil determinar um conjunto de circunstâncias ideais para o seu desenvolvimento. Tommasi et al. 1999 classifica esse padrão de CPO como tipo axial-[100].

4.3.1.5 *E-type*

Um quinto tipo de padrão de CPO de olivina, denominado E-type, foi descrito por Katayama et al. (2004). Ele também foi determinado por experimentos realizados sob condições de cisalhamento simples. Neste tipo, a direção [100] é subparalelo/paralelo a direção de cisalhamento e o plano (001) subparalelo/paralelo ao plano de cisalhamento.

4.3.1.6 *AG-type*

Sob condições de alta temperatura, foi reconhecido um padrão de CPO onde a direção [010] é normal ou apresenta alto ângulo em relação ao plano de foliação e as direções [100] e [001] formam guirlandas próximas ou paralelas ao plano de foliação. Essa configuração de CPO de olivina também é denominada de axial-[010]/fiber-[010] (Tommasi et al. 1999, Michibayashi e Mainprice 2004; Vauchez et al. 2012) ou como

AG-type por Mainprice (2007), com o intuito de complementar a nomenclatura de padrões de olivina proposta por Jung e Karato (2001b) e Katayama et al. (2004).

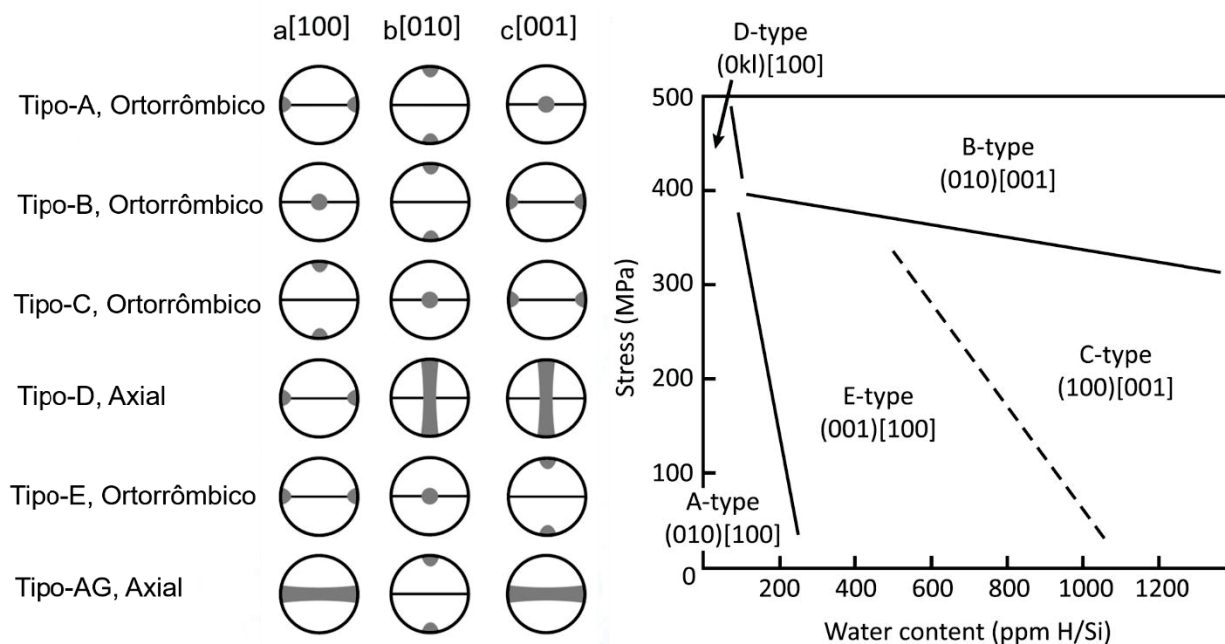


Figura 22 - Classificação do padrão de CPO de olivina de acordo com o sistema de deslizamento. Modificado de Chatzaras et al. 2016.

5 RESULTADOS

5.1 MICROESTRUTURAS E PADRÕES DE CPO DA OLIVINA EM PERIDOTITOS MILONITIZADOS DO ARQUIPÉLAGO SÃO PEDRO E SÃO PAULO

Resumo

Peridotitos milonitizados do Arquipélago São Pedro e São Paulo, Nordeste do Brasil, foram analisadas usando a ferramenta EBSD. A matriz é composta por grãos muito finos, no qual parece ocorrer uma mistura de olivina e piroxênio, dificilmente separados sob o microscópio ótico. Inseridos na matriz, porfiroclastos de olivina e piroxênio são encontrados. Alguns destes porfiroclastos são tipo-delta e exibem cauda de recristalização assimétrica, onde os grãos recristalizados são gradualmente incorporados pela matriz. Para identificar mudanças de CPO da olivina, a cauda de recristalização do porfiroclasto foi dividida em quatro subáreas. Em regiões mais afastadas do porfiroclasto, os cristais de olivina da cauda de cristalização têm orientação cristalográfica semelhante aos cristais da matriz. Mapas EBSD mostram que o bandamento dos milonitos está associado a variação da quantidade de fases secundárias. Em níveis com mais concentração de piroxênio, a olivina é mais fina. Nessas bandas a olivina apresenta [100] próximo ao eixo X e [010] normal ao plano de foliação e BA-index = 0.30. Nas bandas compostas somente por olivina o máximo de [100] está paralela ao eixo X e são formadas guirlandas em [010] e [001], sugerindo a ativação do sistema de deslizamento $\{0kl\}[100]$. BA-index para essas bandas é igual a 0.85. Os resultados indicam que o tamanho de grão da olivina está diretamente relacionado com a presença e quantidade de fase mineral secundária. As caudas de recristalização e as estruturas do tipo manto-núcleo nos porfiroclastos de olivina indicam recristalização dinâmica por rotação de subgrão. Os principais mecanismo de deformação dos milonitos do ASPSP são dislocation creep e DisGBS, onde a granulação é menor que 10 μ m.

Palavras-chave: EBSD. Deformação em olivina. DisGBS. Cauda de recristalização. Milonitos.

5.1.1 Introdução

O estudo de olivinas é a principal ferramenta para o conhecimento sobre o manto litosférico, tendo em vista que esse mineral constitui cerca de 60% da composição do mesmo. A intensidade da orientação cristalográfica preferencial (CPO) e o sistema de deslizamento das olivinas parece ser o fator essencial no controle das propriedades físicas do manto, como fluxo de calor e anisotropia sísmica (Ismail e Mainprice 1998; Mainprice et al. 2005). Por conta da sua relevância, o estudo da deformação em agregados de olivina foi bem desenvolvido ao longo das últimas duas décadas, graças ao aperfeiçoamento e desenvolvimentos de novas tecnologias (Michibayashi et al. 2016), sobretudo o MEV-EBSD (Microscopia eletrônica de varredura - Electron Backscatter Diffraction). Com a análise desses agregados é possível compreender como os mecanismos acomodam a deformação sob diferentes condições, embora transição entre estes mecanismos não seja bem compreendida.

Em contraste com as demais ilhas oceânicas brasileiras, compostas por rochas vulcânicas, o Arquipélago São Pedro São Paulo (ASPSP) é composto por rochas peridotíticas com diferentes estágios de milonitização. Embora já se conheça bastante a geologia do ASPSP, ainda existem muitas questões sobre sua origem e evolução tectônica. Acredita-se que a deformação (milonitização) das rochas peridotíticas esteja relacionada à Zona de Falha São Paulo, em condições de crosta inferior (Campos et al. 2005). Através do estudo de cristais de olivina, este trabalho visa compreender melhor os mecanismos de deformação envolvidos na milonitização dessas rochas, como ocorre e o que influencia a transição entre eles. Com estas informações é possível determinar as condições de deformação dessas rochas, sobretudo temperatura, pressão e presença de água.

5.1.2 Geologia Local

O Arquipélago São Pedro e São Paulo (ASPSP) consiste em um conjunto de pequenas ilhas e tem aproximadamente 17.000 m² de área emersa e está localizado a 1.100 km do litoral do Estado do Rio Grande do Norte, porção equatorial do Oceano Atlântico (Figura 1). Ele corresponde ao topo de uma cadeia peridotítica, também denominada São Pedro e São Paulo. Ela está inserida no contexto tectônico da Zona de Falha Transformante de São Paulo, a qual se dispõe na direção E-W (Motoki et al. 2011). A cadeia é dividida em Elevação Norte, cujo topo consiste no ASPSP, e Sul que

são divididas por um graben (Figura 1). As rochas da Elevação Norte variam de milonitos a ultramilonitos, com baixo grau de serpentinização, constituídos principalmente por olivina, piroxênios, anfibólios e espinélio (Campos et al. 2005, Sichel et al. 2012). Essa elevação é completamente submersa e as rochas que a compõem consistem em peridotitos não milonitizados e intensamente serpentinizados (Hekiniam et al. 2000).

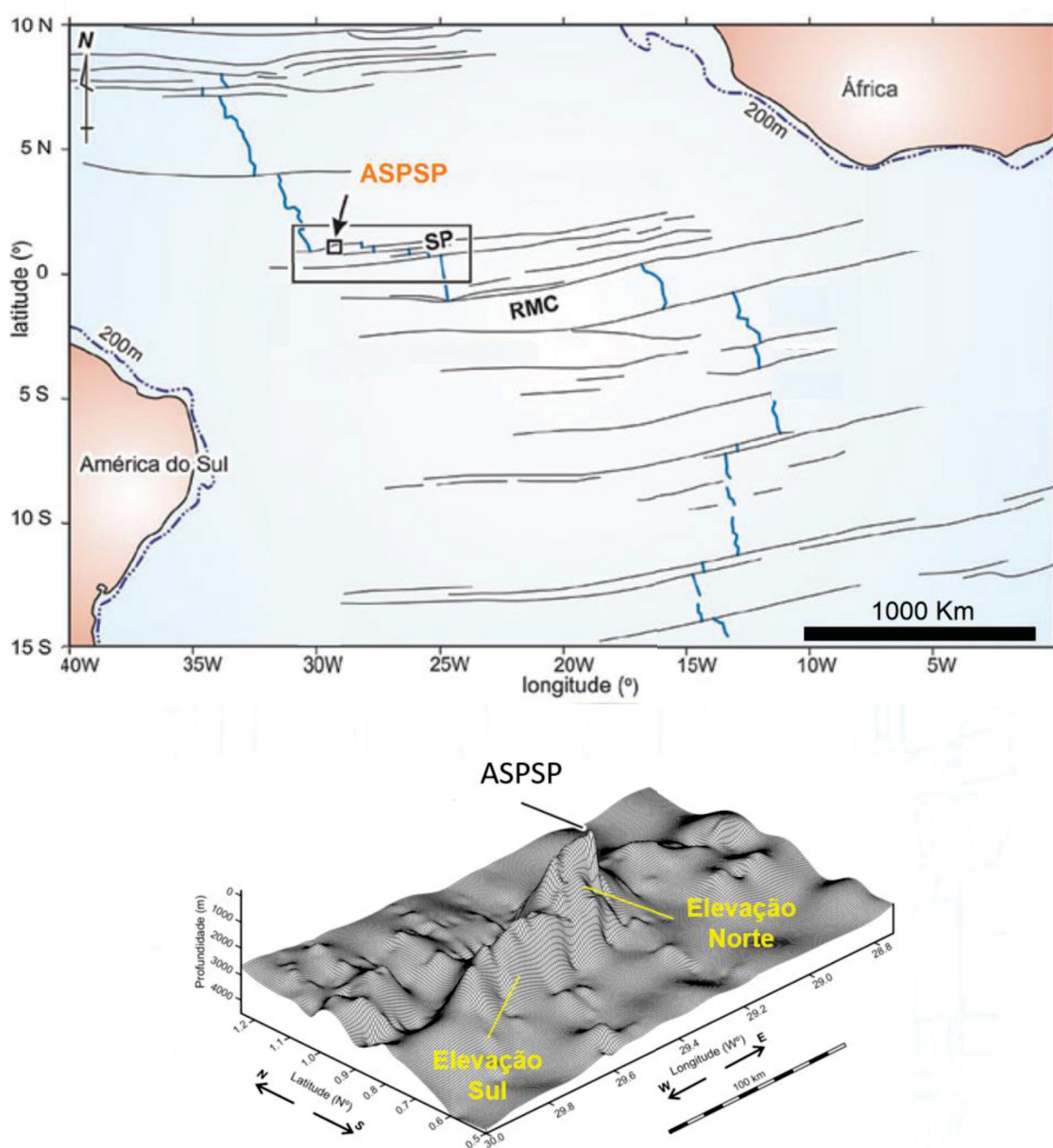


Figura 1 - Mapa de localização do Arquipélago São Pedro e São Paulo. Modificado de Sichel et al. 2012). Morfologia da Cadeia São Pedro e São Paulo, dividida em Elevação Sul e Elevação Norte, onde está localizado o ASPSP. Modificado de Motoki et al. 2009.

Ao longo dos anos alguns modelos tectônicos foram sugeridos para a formação e deformação da Cadeia Peridotítica. As diferenças petrológicas e estruturais entre as duas elevações que constituem a cadeia dificultou a elaboração de um modelo. A região do arquipélago é tectonicamente ativa e sua formação foi controlada por movimentações de falhas transformantes e expansão do assoalho oceânico, o que sugere que a cadeia foi tectonicamente encaixada no estado sólido na crosta oceânica (Hekinian et al. 2000, Campos et al. 2005).

5.1.3 Métodos

Algumas análises foram feitas em bandas com composição diferente de uma única amostra, para que a comparação entre microestruturas e CPO fossem feitas com a certeza de que as áreas analisadas passaram pelas mesmas condições de deformação. Para obtenção de dados sobre mecanismos de deformação e padrões de CPO usamos a difração de elétrons retroespalhados (EBSD - *Eletron Backscatter Diffraction*) acoplado ao Microscópio eletrônico de varredura. Para as análises, as amostras foram cortadas normais a foliação e paralelas a lineação mineral (plano X-Z). As microestruturas foram inicialmente descritas e identificadas pelo uso no microscópio petrográfico de luz polarizada.

Foi utilizado o microscópio eletrônico de varredura, tipo FEG (*Field Emission Gun*) com monocristal de tungstênio e camada de zircônio, modelo MIRA3 LM, marca TESCAN, com uso do detector de elétrons secundários (SE) marca TESCAN. Os parâmetros do equipamento seguiram com a tensão do feixe de elétrons de 15kV, abertura do feixe (spot size) de 18.0nm, distância de trabalho (work distance-WD) de 15mm e modo de resolução de varredura. Após os ajustes dos parâmetros do MEV, foi inserido um detector de difração de elétrons retroespalhados na câmara em alto vácuo, modelo NordlysNano da marca *Oxford Instruments*. Em seguida, foram selecionadas as áreas de interesse nas amostras e realizados os mapeamentos. O *stepsize* utilizado para as análises variou de acordo com o tamanho médio dos grãos da área analisada, variando entre 0.3 μm a 4 μm . O processamento dos dados foi feito pelo conjunto de aplicativos *Channel 5*, da Oxford. Para quantificação da deformação e identificação no padrão de CPO foram utilizados *M-index* e *BA-index*, respectivamente, gerados com a utilização da ferramenta MTEX, na plataforma MATLABTM.

5.1.4 Resultados

5.1.4.1 Microestruturas

As amostras descritas variam entre milonitos (matriz < 90%) a ultramilonitos (matriz > 90%). A granulação da matriz é extremamente fina, o que dificulta a identificação dos cristais e a determinação porcentual modal dos minerais. Os porfiroclastos apresentam granulação variando de média a muito fina (0,5 – 3mm) e são compostos principalmente por olivina (forsterita, >90% em Mg), ortopiroxênio e espinélio. Os porfiroclastos, quando apresentam caudas de recristalização, são principalmente do tipo delta e indicam um sentido de giro sinistral. A proporção entre matriz e porfiroclasto varia entre as amostras. Na matriz existe um bandamento (Figura 2A, 2B e 2C) que marca a foliação da rocha. O qual é aparentemente resultado da variação granulométrica entre as bandas.

Em porções onde o tamanho médio dos grãos é maior, os porfiroclastos de olivina estão estirados no plano da foliação, apresentando formas sigmoidais com caudas de recristalização ou arredondados sem preservação das caudas (Figura 2C). Os porfiroclastos geralmente mostram extinção ondulantes com formação de subgrãos e novos grãos em estruturas do tipo manto-núcleo. O tamanho dos grãos da cauda de recristalização diminui a partir do porfiroclasto até chegar ao mesmo tamanho dos grãos da matriz, onde praticamente se misturam. Em determinados cristais também são identificadas bandas de deformação com diferentes espessuras. Alguns porfiroclastos arredondados, tanto de olivina quanto de ortopiroxênio não apresentam manto de novos grãos e/ou cauda de recristalização (Figura 2D).

Alguns cristais de olivina apresentam fraturas em conjunto, formando estruturas tipo *Bookshelf* (Figura 2E), ou únicas. Na Figura 2A é visto um porfiroclasto de olivina com subgrãos e cauda de recristalização do tipo delta. Nesse cristal são ainda identificados dois conjuntos de fraturas. Ao redor deste porfiroclasto, são identificados cristais de olivina maiores que os grãos da cauda. Eles apresentam bordas retas e tamanho semelhante aos fragmentos formados pelas fraturas no porfiroclasto. Esses cristais também possuem subgrãos e fraturas paralelas (Figura 2A e 2B). A cauda de recristalização do porfiroclasto não é regular. Na porção superior (direita) ela apresenta dobras e alguns cristais de piroxênio são vistos ao longo da cauda. Na parte inferior a transição entre cauda e porfiroclasto é mais retilínea. Em ambos os lados da cauda de

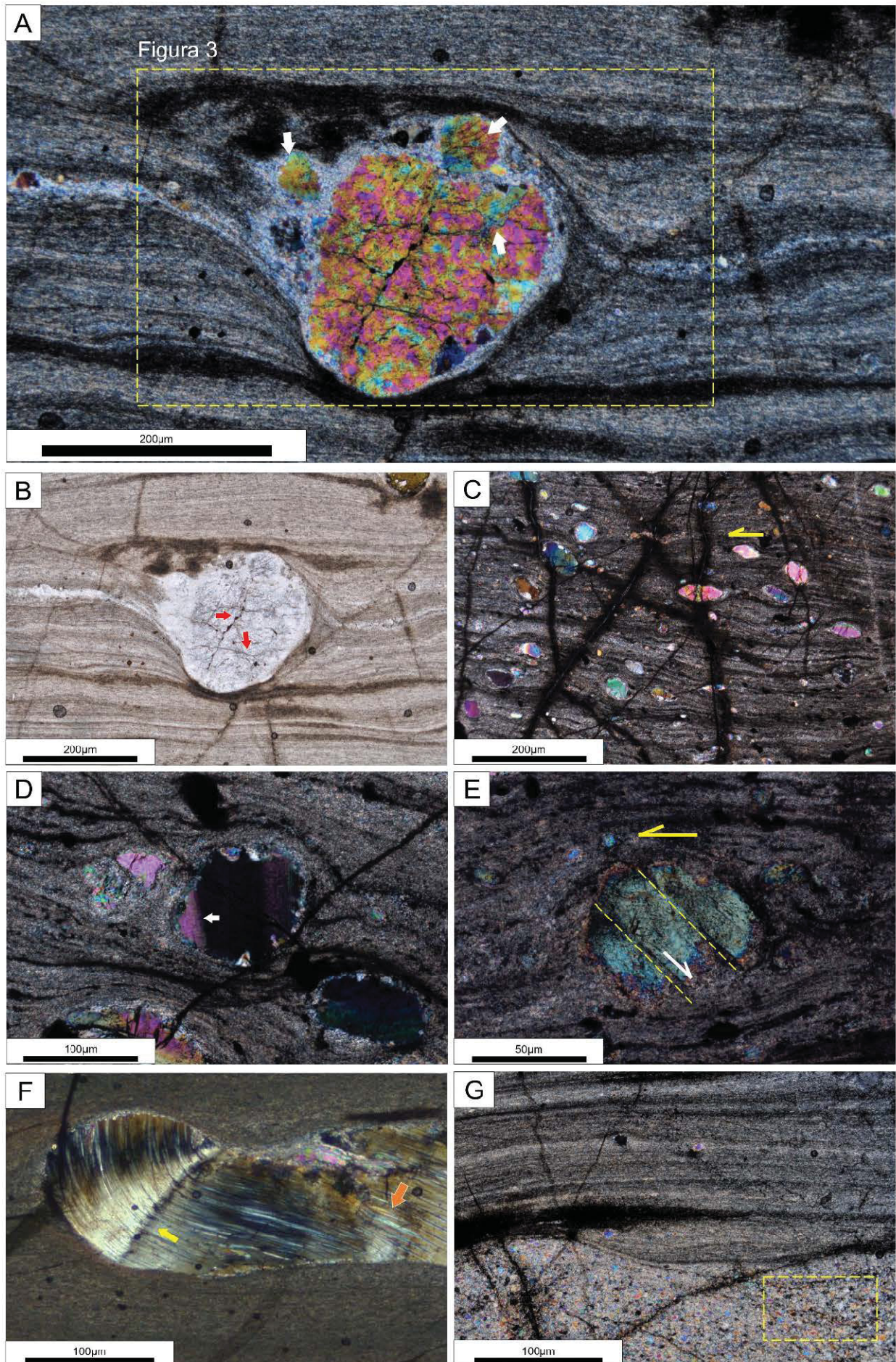


Figura 2 - Fotomicrografias a peridotitos milonitizados do ASPSP. (A) Porfiroclastos de olivina tipo delta, com cauda de recristalização. Na imagem, as setas brancas indicam novos grãos. A área marcada corresponde a área analisada da Figura 3. (B) Porfiroclasto de olivina visto na em (A). Setas vermelhas indicam fraturas ao longo do cristal. (C) Foliação milonítica nos peridotitos do ASPSP, onde são vistos porfiroclastos de olivina e piroxênio e o bandamento da matriz. (D) Porfiroclasto de olivina banda de deformação, seta branca, e manto de novos grãos. (E) Cristal de olivina com estrutura Bookshelf. (F) Porfiroclasto de ortopiroxênio com exsoluções de clinopiroxênios, seta laranja, e estrutura tipo *kink*. (G) Bandas composta por cristais de olivina onde a granulação da rocha é maior.

recristalização os cristais têm tamanho semelhante ao dos cristais da matriz.

Os porfiroclastos de ortopiroxênio ocorrem em menores proporções que os cristais de olivina e podem se apresentar em formas alongadas, no plano da foliação milonítica, ou arredondados. Eles apresentam estruturas como cauda de recristalização e manto de novos grãos como visto nos cristais de olivina. Em alguns porfiroclastos são identificadas exsoluções (Figura 2F), possivelmente de clinopiroxênios, que ocorrem como finas faixas ao longo dos planos de clivagem dos ortopiroxênios. Em alguns cristais são vistas estruturas tipo *kink* (Figura 2F).

5.1.4.2 EBSD

Porfiroclastos

Os peridotitos milonitizados do ASPSP apresentam variações no tamanho dos grãos associadas ao bandamento composicional que marca a foliação da rocha. Para compreender como ocorre a transição de mecanismo de deformação nas diferentes faixas de tamanho, as análises de EBSD foram feitas em diferentes porções de uma mesma amostra e em amostras distintas. Essa distinção é importante pois alguns mecanismos de deformação são sensíveis ao tamanho dos grãos e outros não. Nas bandas onde predominam grãos de tamanhos menores, entre 20µm e 3µm, a olivina é preponderante. Em menor proporção são também encontrados cristais de diopsídio e enstatita. A distribuição de novos grãos ao não é constante ao redor do porfiroclasto. Como identificado no microscópio petrográfico, os grãos maiores ao redor do pórfiro clasto também apresentam subgrãos. Tanto no porfiroclasto quanto nos grãos as paredes de subgrão são coincidentes às fraturas. As figuras de polo do porfiroclasto (subárea V) mostram [001] próximo a lineação e (100) quase paralelo a foliação (Figura 3).

Para identificar mudanças de orientação cristalográfica a cauda de recristalização do porfiroclasto de olivina na amostra IBE_42_2 foi dividida em quatro

subáreas, cada uma com suas respectivas figuras de polo. A subárea I representa a porção superior da cauda de recristalização, onde os cristais têm tamanho de grão semelhante ao da matriz. A orientação cristalográfica é próxima a do porfiroclasto (subárea V), com o eixo [001] próxima a lineação e (100) quase paralelo ao plano de foliação. A subárea II tem orientação semelhante a subárea I, embora com uma dispersão um pouco maior. A subárea III corresponde aos cristais na da cauda inferior (ou esquerda) do porfiroclasto. Os cristais têm tamanho maior em relação ao restante das subáreas referentes à cauda e em alguns grãos observa-se a formação de subgrãos (Figura 3B). A orientação da olivina nessa área é forte e singular, com a máxima de [100] próxima a lineação e [001] próximo de Y. A subárea IV equivale a porção da cauda mais próxima da matriz. Nessa porção o tamanho dos grãos é menor, aproximando-se ou, em alguns casos, igualando-se ao tamanho de grãos da matriz. Nessa subárea a figura de polo mostra [010] está próximo a lineação e [001] próximo de Z, indicando (001) paralelo à foliação (Figura 3).

Matriz

A amostra IBE_42_2 apresenta variações em tamanho de grãos na matriz. Em função disso, as análises de EBSD foram feitas para a matriz como um todo e também por duas faixas granulométricas bandas compostas essencialmente por olivina, onde a foliação é marcada pelo alongamento dos cristais. Essa porção tem granulação maior em relação a matriz que sustenta os porfiroclastos (Figura 4). O tamanho dos grãos dessas bandas é comumente maior em relação as camadas compostas também por piroxênio e anfibólio, variando entre 3µm a 50µm de diâmetro. Nessas áreas a configuração mais comum são grãos menores (Figura 4B) ao redor e entre grãos maiores. Como esta amostra apresenta uma ampla variação em tamanho de grão, foram geradas figuras de polo com os dados de todos os grãos, de grãos com tamanho acima de 10µm e de grãos menores que 10 µm.

As figuras de polo dos dois primeiros grupos (Figura 4), tanto para a análise da Área-A quanto para análise da Área-B, exibem uma concentração dos pontos referentes a direção [100] subparalela ao X da amostra (direção da lineação), enquanto os polos das direções [010] e [001] formam guirlandas simples assimétricas aproximadamente normais ao plano da foliação. Entretanto, existe uma mudança no padrão de CPO na figura de polo dos grãos menores que 10µm, onde se nota uma

maior concentração da direção $[100]$ e uma diluição do padrão de guirlanda visto anteriormente nas direções $[010]$ e $[001]$. Nesse caso $[010]$ tende a se concentrar subparalelo ao eixo Z da amostra, sugerindo a predominância do sistema de deslizamento $(010)[100]$.

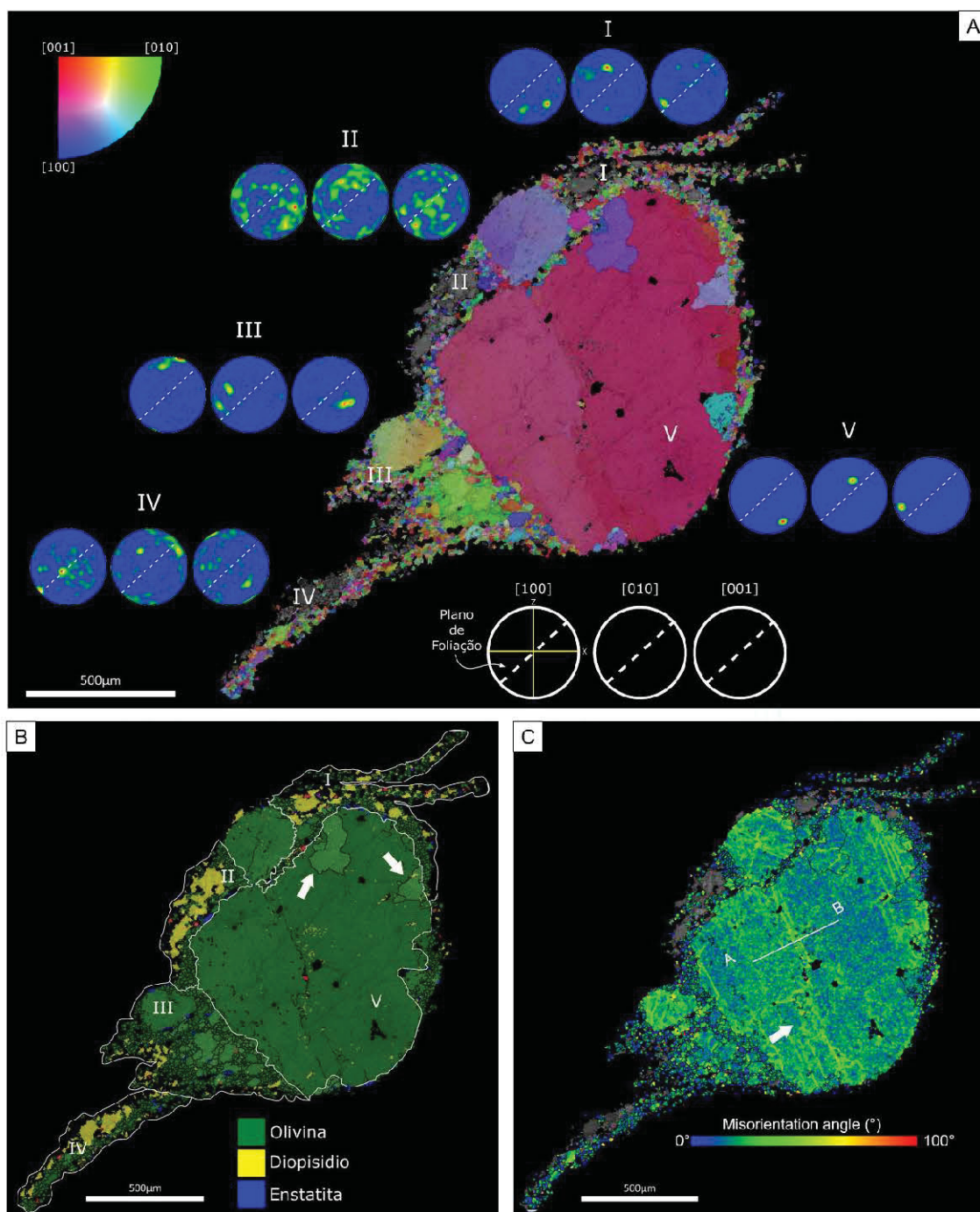


Figura 3 – (A) Mapa de orientação cristalográfica da olivina, mostrando um porfiroclasto com cauda de recristalização. A análise foi dividida em cinco subáreas como, visto no mapa de fase (B). No mapa de fase também são destacados novos grãos. As figuras de polo foram geradas individualmente para cada subárea. (C) Mapa de local misorientation.

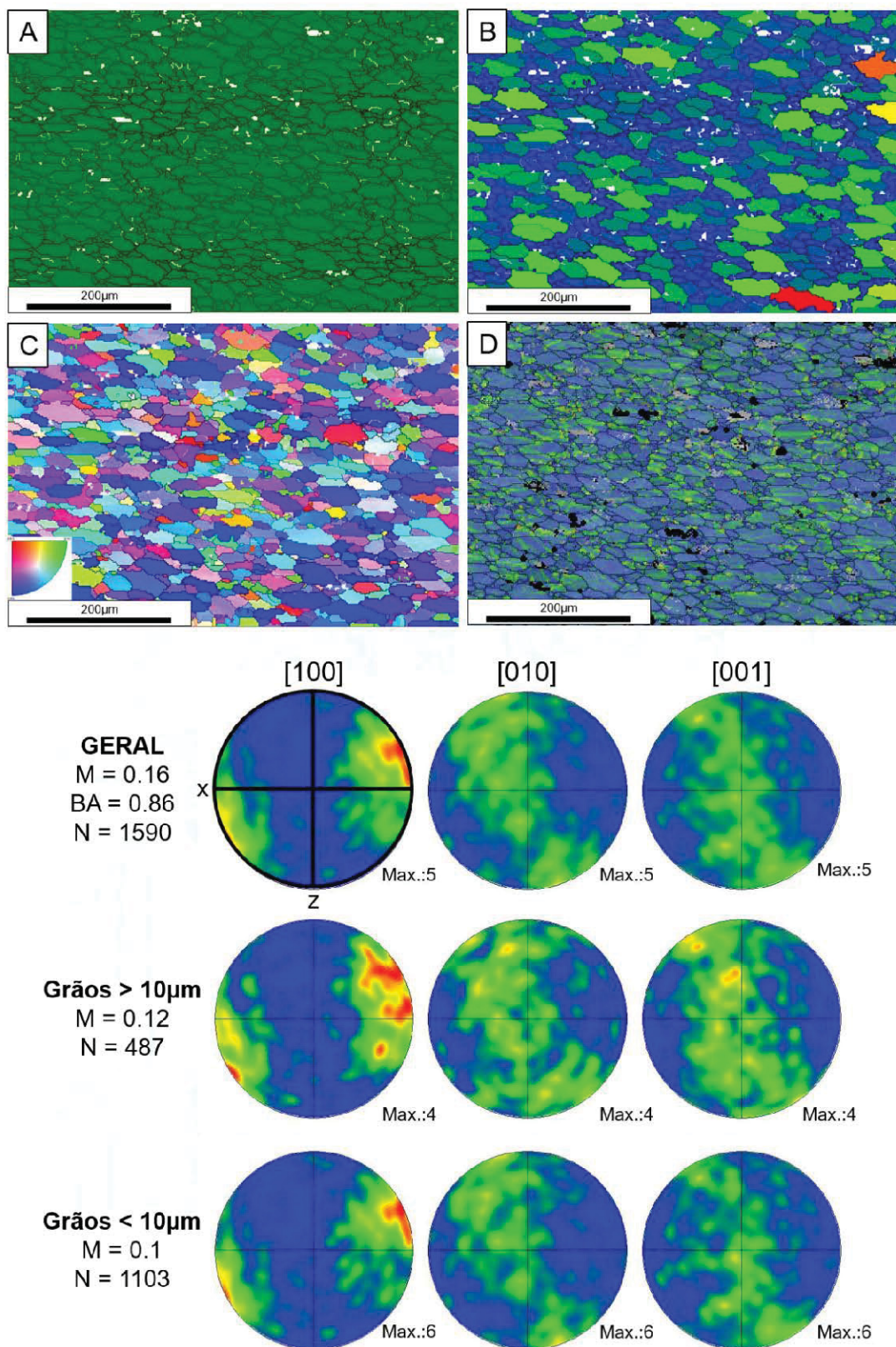


Figura 4 - Mapas amostra IBE_42_2. (A) mapas de fase e contorno de grão; onde a cor verde representa forsterita; (B) Mapa de tamanho de grão, onde azul está para grãos menores e vermelho para grãos maiores; (C) mapas de Figura de polo inversa (IPF) de acordo com a direção de cisalhamento/foliação. Na legenda azul está para [100], verde para [010] e vermelho para [001]; (D) mapas mapa de local misorientation, mostrando o aumento do ângulo de misorientation em linhas

Os mapas de IPF (Figura 4A) destas duas áreas mostram a orientação dos eixos a $\langle 100 \rangle$ dos cristais de olivina paralelos a direção de cisalhamento. Para esta amostra, o BA-index=0.80, corroborando com o padrão de CPO visto nas figuras de polo que configura olivina Tipo-D, de acordo com a nomenclatura proposta por Jung e Karato (2001b). M-index apresenta valor baixo para a área analisadas.

A análise da amostra INE_72_2 (Figura 5) contém forsterita como fase predominante e a enstatita como fase secundária. Nota-se que a enstatita está normalmente inserida nas interfaces dos grãos de forsterita. Essa amostra apresenta tamanho médio de grão baixo em relação a amostra IBE_42_2. Aqui o tamanho máximo de grão é em torno de 30 μ m. Nessa amostra também é possível perceber uma certa alternância entre faixas de granulação mais grossas e mais finas, como visto ao microscópio ótico.

Como o tamanho dos grãos é relativamente uniforme, foi gerada apenas uma figura de polo (Figura 5). As figuras de polo feitas para os cristais de forsterita demonstram uma concentração de polos da direção [100] que se encontra próxima ao eixo X da amostra. A direção [010] é aparentemente normal ao plano da foliação, indicando o sistema de deslizamento (010)[100], configurando o padrão de CPO do Tipo-A. No mapa de IPF não são identificadas direções preferenciais muito fortes. Para esta amostra, BA=0.4, reforçando o padrão de CPO visto nas figuras de polo.

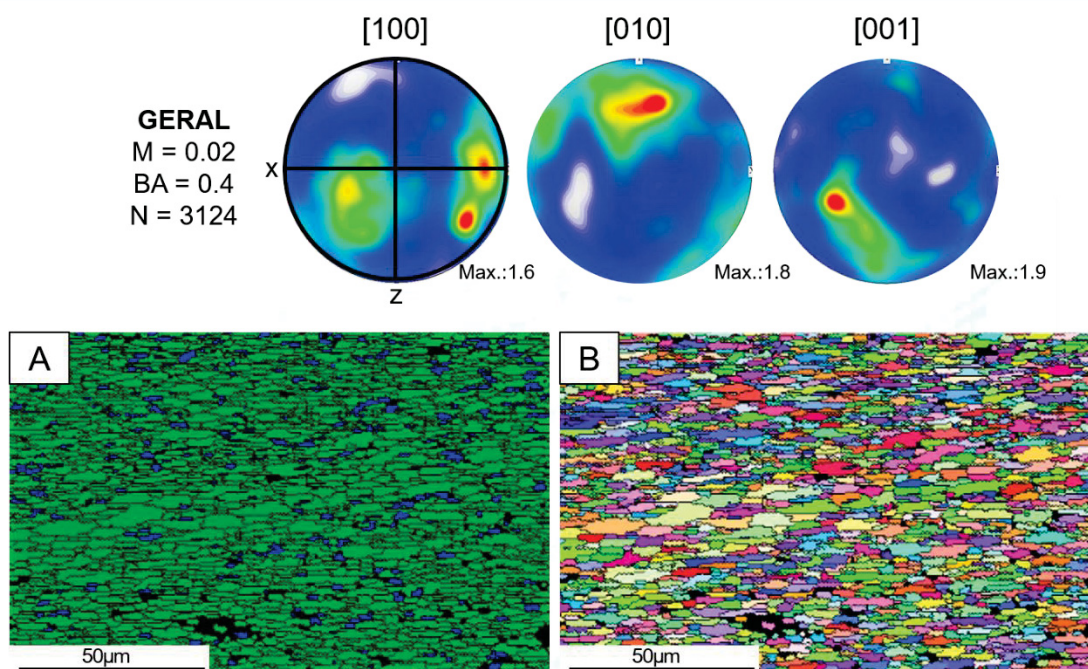


Figura 5 - Figuras de polo de área equivalente e hemisfério inferior, plotadas a um ponto por grão para os cristais de forsterita da Amostra INE_72_2. M = M-index; BA = BA-index; N = números de grãos analisados. (A) Mapa de fase e contorno de grão, a cor verde foi usada para forsterita e azul para enstatita. (B) Mapas de IPF de acordo com X, legenda na Figura 3.

Misorientation

Para parte das áreas analisadas foram gerados os respectivos mapas de local misorientation (Figura 3C e Figura 4D), os quais consideram a distribuição de misorientation no cristal como um todo e não em relação ao agregado. Na Figura 3, vemos que as áreas de maior ângulo de misorientation são coincidentes com as fraturas vista no microscópio petrográfico (Figura 2B). Essas concentrações de misorientation apresentação formato retilíneo e são normais a direção de foliação da amostra, portanto próximas a orientação do plano (001) do porfiroclasto. Os grãos novos formados internamente ao porfiroclasto (Figura 3) também apresentam essas concentrações retilíneas de misorientation, entretanto elas são subparalelas à foliação. No mapa de misorientation da banda composta exclusivamente por olivina as concentrações de misorientation são paralelas à [100]. Os perfis de misorientation gerados para essas três áreas mostram diferentes máximos de ângulo de misorientation.

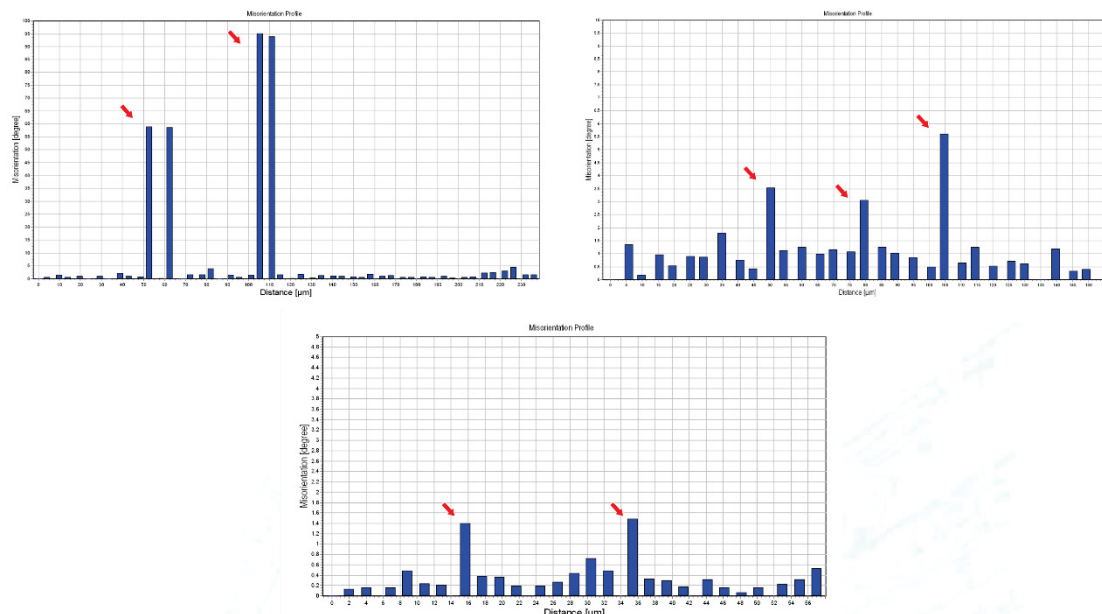


Figura 6 – Histogramas de perfis de misorientation feito no porfiroclasto e novo grão da Figura 3 e porfiroclasto da Figura 4. Na imagem as setas vermelhas destacam os picos de misorientation, que ocorrem de forma linear, subparalela a

5.1.5 Discussões

Nas fotomicrografias é bastante comum a presença de fraturas nos porfiroclastos. No piroxênio as fraturas comumente o faturamento parece decorrer do processo de *kinking*. Nos porfiroclastos de olivina essas fraturas também são comuns principalmente nos porfiroclasto maiores. Na Figura 2 vemos que essas fraturas ocorrem tanto em conjunto, como estrutura tipo *bookshelf*, quanto sozinhas. As fraturas também estão presentes em grãos que aparentam ser fragmentos do porfiroclasto, visto que os mesmos têm tamanho semelhante ao dos fragmentos produzidos pelas fraturas e encontram-se associados a cauda de recristalização do porfiroclasto.

Pela presença dessas estruturas rúpteis como microfraturas e microfalhas, sugere-se que a deformação desse mineral não ocorreu completamente no regime plástico. O alinhamento das fraturas a planos cristalográficos sugere que as mesmas foram também produto da milonitização. Assim, embora a deformação plástica seja predominante, a deformação rúptil ainda é vista nos grãos remanescentes. No caso em questão o desenvolvimento da foliação milonítica foi importante para a desagregação dos fragmentos dos porfiroclastos, que também foram deformados, devido a presença de subgrãos e em alguns momentos incorporados a cauda de recristalização. Os

porfiroclastos de olivina apresentam extinção ondulante e bandas de deformação irregulares. Ambas as estruturas formadas posteriormente e a banda de deformação tende a se formar subparalela (100), plano que corresponde a direção de deslizamento dos cristais (Matysiak e Trepmann, 2012) na amostra.

Pela configuração de distribuição de misorientation no mapa da Figura 3C e 4D, é nítido que a formação das paredes de subgrão (concentrações de misorientation) sejam desenvolvidas preferencialmente ao longo do plano de deslizamento no principal sistema de deslizamento ativo no cristal. As caudas de recristalização e as estruturas do tipo manto-núcleo nos porfiroclastos de olivina indicam recristalização dinâmica por rotação de subgrão. A transição para a cauda de recristalização as vezes é abrupta e em meio a grãos pequenos recristalizados encontram-se imersos fragmentos de cristais de olivina com baixo ângulo de desorientação. A formação de subgrãos com o mesmo tamanho de grãos com baixo Angulo de misorientation em relação aos grãos primários é mais uma evidência da recristalização dinâmica por rotação de subgrão (Bystricky et al. 2000).

Inicialmente esses subgrãos e novos grãos têm orientação semelhante à do porfiroclasto de origem, o que muda ao longo da cauda. Em regiões mais afastadas do porfiroclasto, os cristais de olivina da cauda se misturam na matriz fina. Essa assimilação desses cristais ocorre não só pela redução do tamanho de grão devido a recristalização dinâmica, como também pela orientação cristalográfica. Na subárea IV, observa-se uma forte orientação preferencial, mostrando que tanto os cristais que era originalmente da causa quanto os da matriz apresentam a mesma orientação.

A deformação plástica nos cristais de olivina se dá pela ativação de sistemas de deslizamentos (010)[100] e (001)[100]. O tamanho dos subgrãos gerados difere do tamanho dos novos grãos. Também se observa que não há uma transição dos subgrãos para os novos grãos. produção subgrãos pelo alinhamento das *dislocations* em paredes por ativação de, não há uma transição para os novos grãos que mais se assemelham a fragmentos gerados a partir dos subgrãos. No caso das olivinas a deformação inicia-se nos porfiroclastos e há formação de novos grãos os quais fraturam-se formando novos grãos com tamanho maiores ao mesmo tempo que mecanismos de formação de novos grãos também ocorrem por bulging resultando na formação de uma calda de recristalização extremamente fina a qual é progressivamente incorporada à matriz.

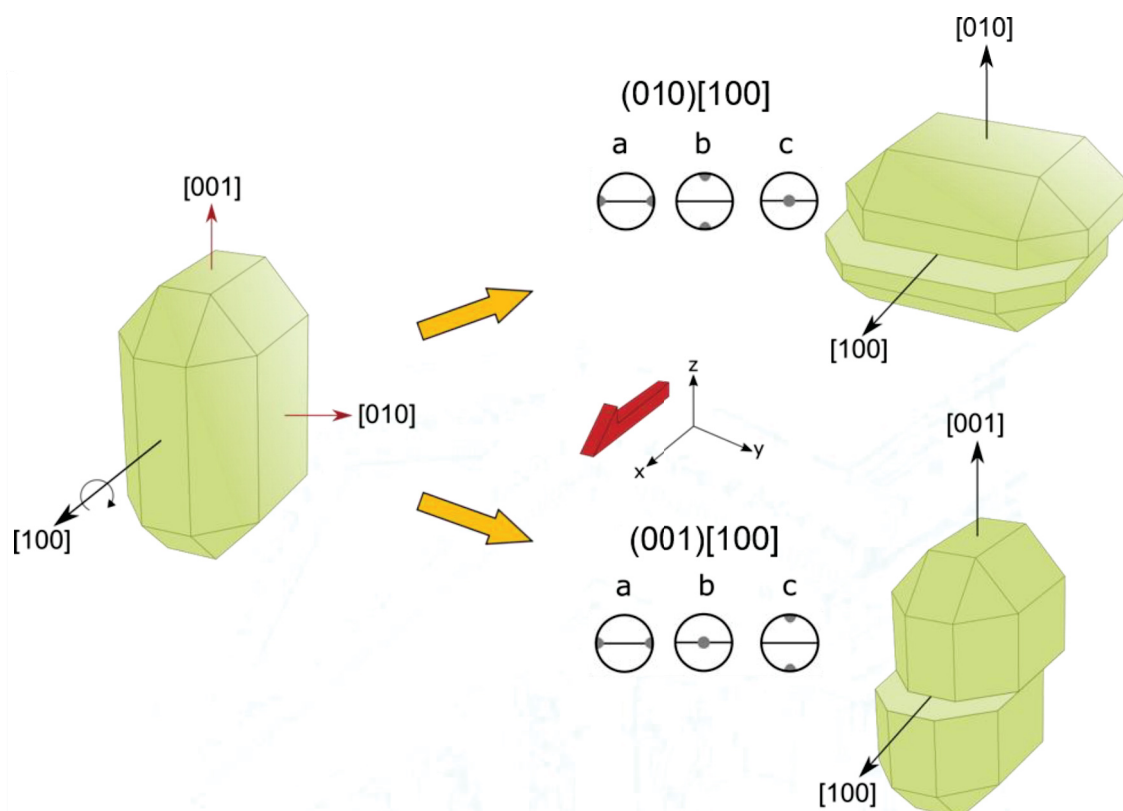


Figura 7 – Esquema mostrando a os dois sistemas de deslizamentos ativados quando o padrão de CPO Tipo-D é desenvolvido. Nota-se que a direção de deslizamento $[100]$ é a mesma para ambos os sistemas.

O padrão de guirlanda visto nos eixos $b[010]$ e $c[001]$ que define a textura do Tipo-D de olivina é característico de deformação em condições de alta pressão e baixa quantidade de água (Jung e Karato. 2001b, Jung et al. 2006). Em experimentos, o desenvolvimento deste tipo de padrão de CPO foi descrito em diferentes condições de deformação. Ele pode ser formado pela ativação de múltiplos sistemas de deslizamento, com $[100]$ como direção de deslizamento, $\{0kl\}[100]$ (Jung et al. 2006), sob condições de baixa temperatura e alto stress quando comparado ao Tipo-A (Cao et al. 2015), ou com a ativação única dos sistemas $(010)[100]$ e $(001)[100]$ sob altas temperaturas e baixo stress (Tommasi et al. 2000, Hansen et al. 2012). Em ambos os casos, os sistemas $(010)[100]$ e $(001)[100]$ desempenham um papel importante na acomodação da deformação.

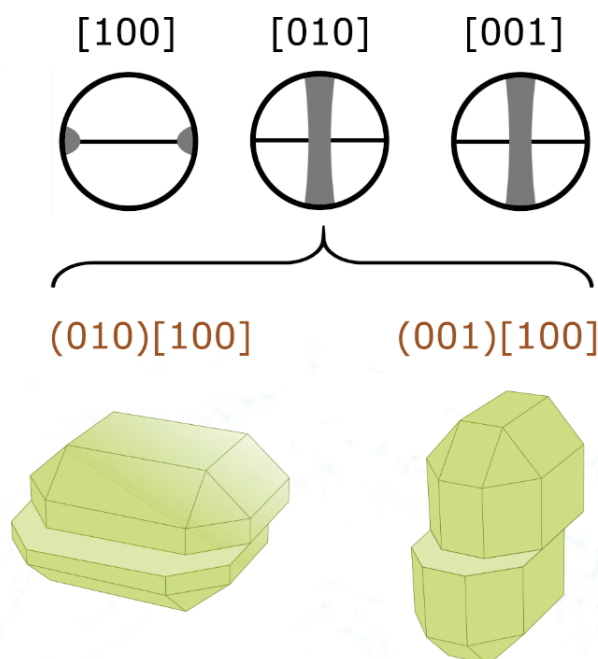


Figura 8 – Esquema mostrando os sistemas de deslizamento (010)[100], a esquerda, e (001)[100], a direita. Esses sistemas de deslizamento são fundamentais para a formação do padrão de CPO Tipo-D.

Com o aumento da recristalização dinâmica, redução do tamanho de grão e progressão da deformação, existe uma transição do Tipo-D para o Tipo-A, onde o sistema de deslizamento principal é o (010)[100], tanto na amostra IBE quanto INE. Warren et al. (2008) demonstram que orientação de [100] se torna mais paralela a direção de cisalhamento com o aumento da intensidade de deformação. O alinhamento de (010) e [100] em relação ao plano e direção de deslizamento, respectivamente, sugere que a deformação intragranular foi majoritariamente acomodada pelo sistema (010)[100] (Hansen et al. 2012). Esse sistema é supostamente ativado durante deformação por fluência de deslocações (*dislocation creep*) a altas temperaturas e, aproximadamente 1200°C - 1300°C (Zhang et al. 2000) e baixas quantidades de água (Jang e Karato 2001b; Jung et al. 2006).

Entende-se que para haver a alternância entre os sistemas (010)[100] e (001)[100], para que a formação dos padrões de guirlanda característicos do Tipo-D, é necessário uma rotação em torno do eixo a[100]. Durante a alternância entre os sistemas existe uma maior interação entre as bordas dos grãos. Warren et al. (2008) sugerem que a associação da fluência por deslocações associada ao mecanismo de deslizamento ao longo da borda do grão (DisGBS) diminua a energia necessária para a

ativação do deslizamento ao longo de (001), permitindo que haja a ativação de ambos os sistemas (010)[100] e (001)[100].

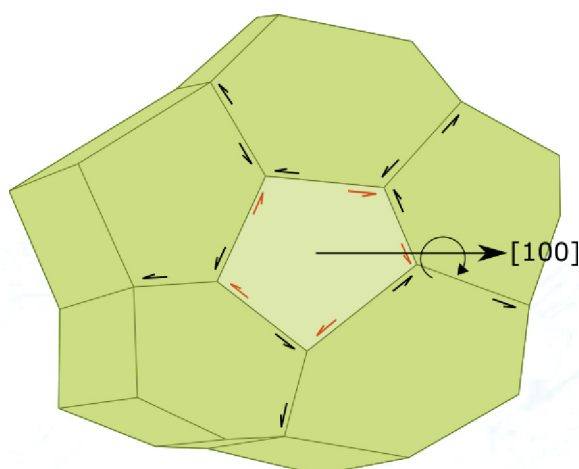


Figura 9 - Esquema mostrando o deslizamento de borda de grão que ocorre durante a deformação das olivinas por DisGBS.

A orientação cristalográfica preferencial é primariamente controlada pela contribuição de diferentes sistemas de deslizamento (Jung et al. 2006). A parcela de contribuição de cada sistema, depende da facilidade de ativação do mesmo, a qual depende de vários fatores. A parcela da contribuição deste sistema também influencia no resultado final da CPO (Jung et al. 2006). Pela comparação com trabalhos anteriores (Warren et al. 2006, Warren et al. 2008, Hansen et al. 2012, Jung et al. 2006) e pelo resultados obtidos presume-se que o principal mecanismo de deformação responsável pela formação da CPO da forsterita dos milonitos do ASPSP, caracterizada como olivina Tipo-D, seja o DisGBS. Embora isso ocorra, a redução do tamanho de grão por recristalização e a variação na textura, para olivina do Tipo-A, nos grãos menores que e em amostras com enstatita pode indicar a mudança do mecanismo de deformação (Warren e Hirth 2006) para *dislocation creep* (Jung et al. 2006).

O tamanho de grão médio visto na amostra INE_72_2, onde há a presença da enstatita, é pelo menos quatro vezes menor que na amostra IBE_42_2, composta essencialmente por forsterita. Isso indica o controle da enstatita sobre o tamanho de grão da olivina (Warren e Hirth, 2006; Warren et al. 2008, Hansen e Warren, 2015). Estudos feitos por Hansen e Warren (2015), mostram que embora o piroxênio tenha maior viscosidade que a olivina, ele diminui a viscosidade do agregado devido a

redução do tamanho de grão (Hansen e Warren, 2015), o que por consequência influencia na reologia do agregado. A redução do tamanho do grão por recristalização dinâmica junto com a presença de fases secundárias pode levar a transição para processos difusivos (Warren e Hirth, 2006).

5.1.6 Conclusões

Os resultados indicam que o tamanho de grão da olivina está diretamente relacionado com a presença e quantidade de fase mineral secundária. Com a presença da fase secundária aumenta os pontos de *pinning* da olivina, contribuindo para a diminuição do tamanho de grão, que ocorre principalmente por recristalização dinâmica do tipo rotação de subgrão. Em porções compostas exclusivamente por olivina, o tamanho dos grãos é controlado principalmente pela recristalização dinâmica por rotação de subgrão, desenvolvida durante a milonitização das rochas. O padrão de CPO e as microestruturas auxiliam na identificação do mecanismo ativo no momento da deformação. A forte orientação cristalográfica preferencial apresentada pela olivina indica que os mecanismos de fluência por difusão (*diffusion creep*) não tiveram um papel importante na deformação das rochas do arquipélago, ainda que o tamanho e forma dos grãos indiquem o contrário. Os principais mecanismo de deformação dos milonitos do ASPSP são *dislocation creep*, sobretudo nos níveis com fase secundária. Embora *dislocation creep* seja o principal mecanismo, o *disGBS* tem grande importância onde em bandas monominerálicas. Assim, nota-se que a presença fase secundária influencia não somente no tamanho de grão como também nos mecanismos de deformação que atuam sobre a olivina e, por consequência, na viscosidade da rocha como um todo.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste trabalho foram estudadas amostras de peridotitos milonitizados do Arquipélago São Pedro e São Paulo. As amostras são majoritariamente classificadas como ultramilonitos, onde a granulação extremamente fina da matriz dificulta a identificação das fases minerais presentes. Essa dificuldade implica diretamente na indexação de minerais durante as análises EBSD. Devido ao tamanho do grão, várias as análises EBSD foram excessivos testes (a maioria falhos) para identificar o tamanho de *stepsize* adequado para cada amostra.

No microscópio ótico é possível identificar a alternância de cores no bandamento. Em algumas porções de algumas amostras foi possível identificar que talvez este bandamento fosse associado a variação no tamanho dos grãos. Então surgiu o questionamento do que seria a causa desta diferença de tamanho entre os cristais. Com as análises de EBSD foi então possível verificar que o bandamento era não só associado a variação no tamanho dos grãos, como também se tratava de um bandamento composicional. As porções que apresentavam cor mais escuras no microscópio ótico tinham menor granulação e maior quantidade de fases secundárias, como piroxênio e anfibólio. As bandas de cor mais clara, tinham tamanho de grão maior, e tinham pouca ou nenhuma presença de fase secundária. Assim, constatou-se que o tamanho de grão da olivina está diretamente relacionado com a presença e quantidade de fase mineral secundária, as quais aumentam os pontos chamados pontos de *pinning*. Essas fases contribuem para a diminuição do tamanho de grão, que já ocorre durante a deformação devido a recristalização dinâmica.

Embora o tamanho de grão inferior a 10 μ m facilite a acomodação da deformação por mecanismos difusivos, a forte orientação da olivina mostra que o principal mecanismo de deformação dos milonitos do ASPSP seja *dislocation creep*, sobretudo nos níveis com fase secundária. Embora isso ocorra, DisGBS se mostra importante em grãos menores, evidenciado principalmente pela formação das guirlandas nas figuras de polo de [010] e [001].

REFERÊNCIAS

- Bollmann, W. Crystal defects and crystalline interfaces. Springer Science & Business Media. 2012.
- Bunge H.J. 1982. Texture Analysis in Materials Science. Butterworth & Co. 1ed.
- Bystricky M., Kunze, Burlini L., Burg J.P. 2000. High Shear Strain of Olivine Aggregates: Rheological and Seismic Consequences. *Science*, **290**:1564-1567.
- Campos T.F.C., Virgens Neto J., Srivastava N.K., Petta R.A., Harmann L.A., Moraes, J.F.S., Mendes L., Silveira S.R.M. 2005. Arquipélago de São Pedro e São Paulo, soerguimento tectônico de rochas infracrustais no Oceano Atlântico. *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*, SIGEP **002**.
- Cao Y., Jung H., Song S., Park M., Jung S., Lee J. 2015. Plastic Deformation and Seismic Properties in Fore-arc Mantles: A Petrofabric Analysis of the Yushigou Harzburgites, North Qilian Suture Zone, NW China. *Journal of Petrology*, **56**:897–1944.
- Chatzaras V., Kruckenberg S.C., Cohen S.M., Medaris J.G., Withers A.C., Bagley B. 2016. Axial-type olivine crystallographic preferred orientations: The effect of strain geometry on mantle texture. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **121**:4895–4922.
- Darwin, C., 1891, Geological observations on the volcanic islands and parts of South America visited during the voyage of HMS Beagle. Londres, 3 ed.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. An introduction to the rock-forming minerals. Vol. 2. Hong Kong: Longman Scientific & Technical, 1992.
- Falus G., Tommasi A., Soustelle V. 2011. The effect of dynamic recrystallization on olivine crystal preferred orientations in mantle xenoliths deformed under varied stress conditions. *Journal of Structural Geology*, **33**:1528-1540.
- Fliervoet T.F., Drury M.R., Chopra P.N. 1999. Crystallographic preferred orientations and misorientations in some olivine rocks deformed by diffusion or dislocation creep. *Tectonophysics*, **303**:1–27.
- Fossen H. 2012. Geologia estrutural. Tradução de Structural geology. Tradução de Fábio R. D. de Almeida. São Paulo, Oficina de textos.
- Frese K., Trommsdorff V., Kunze K. 2003. Olivine [100] normal to foliation: lattice preferred orientation in prograde garnet peridotite formed at high H₂O activity, Cima di Gagnone (Central Alps). *Contributions Mineral Petrology* **145**:75–86.

- Hansen L.N., J.M. Warren. 2015. Quantifying the effect of pyroxene on deformation of peridotite in a natural shear zone. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **120**:2717–2738.
- Hansen L.N., Zimmerman M.E., Kohlstedt D.L. 2012. Laboratory measurements of the viscous anisotropy of olivine aggregates. *Nature*, **492**:415–419.
- Harigane Y., Michibayashi K., Ohara Y. 2011a. Relicts of deformed lithospheric mantle within serpentinites and weathered peridotites from the Godzilla Mega-mullion, Parece Vela Back-Arc Basin, Philippine Sea. *Island Arc*, **20**:174–187.
- Hekinian R., Juteau T, Gr'acia E., Sichler B., Sichel S., Udintsev G., Apprioual R. Ligi M. 2000. Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle: The St. Paul Fracture Zone region. *Marine Geophysical Researches*, **21**:529–
- Ismail W.B., Mainprice D. 1998. An olivine fabric database: an overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, **296**:145–157.
- Jung H., Karato S. 2001b. Water-Induced Fabric Transitions in Olivine. *Science*, **293**:1460–1463.
- Jung H., Katayama I., Jiang Z., Hiraga T., Karato S. 2006. Effect of water and stress on the lattice-preferred orientation of olivine. *Tectonophysics*, 421:1-22.
- Karato S., Jung H., Katayama I., Skemer P. 2008. Geodynamic Significance of Seismic Anisotropy of the Upper Mantle: New Insights from Laboratory Studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **36**:59–95.
- Katayama I., Jung H., Karato S. 2004. New type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress. *Geological Society of America*, 32:1045–1048.
- MacKenzie, W. S., Guilford, C. *Atlas of the Rock-Forming Minerals in Thin Section*. Routledge, 2014.
- Mainprice D. 2007. Seismic anisotropy of the deep Earth from a mineral and rock physics perspective. *Treatise on Geophysics*, **2**: 437-491.
- Mainprice D., Bachmann F., Hielscher R., Schaebe H. 2014. Descriptive tools for the analysis of texture projects with large datasets using MTEX: strength, symmetry and components, in *Rock Deformation From Field, Experiments and Theory: A Volume in Honour of Ernie Rutter*, editada por D. R. Faulkner, E. Mariani, and J. Mecklenburgh, Geological Society of London, Special. Publication, **409**:223–249.

- Mainprice D., Tommasi A., Couvy H., Cordier P., Frost D.J. 2005. Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of Earth's upper mantle. *Letters to Nature*, **433**:731-733.
- Matysiak A.K., Trepmann C.A. 2012. Crystal-plastic deformation and recrystallization of peridotite controlled by the seismic cycle. *Tectonophysics* 530:111–127.
- Melson W.G., Jarosewich E., Cifelli R., Thompson G. 1967a. Alkali olivine basalt dredged near St-Paul's Rocks, Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, **5099**: 381–382.
- Mercier J.C.C., Nicolas A. 1975 Textures and fabrics of upper-mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *Journal of Petrology*, **16**:454-487.
- Michibayashi K., Mainprice D. 2004. The Role of Pre-existing Mechanical Anisotropy on Shear Zone Development within Oceanic Mantle Lithosphere: an Example from the Oman Ophiolite. *Journal of Petrology*, **45**:405-414.
- Michibayashi K., Mainprice D., Fujii A., Uehara S., Shinkai Y., Kondo Y., Ohara Y., Ishig T., Fryer P., Bloomer S., Ishiwatari A., Hawkins J.W., Ji S. 2016. Natural olivine crystal-fabrics in the western Pacific convergence region: A new method to identify fabric type. *Earth and Planetary Science Letters*, **443**:70–80.
- Michibayashi K., Ohara Y., Stern R.J., Fryer P., Kimura J.-I., Tasaka M., Harigane Y., Ishii T. 2009b. Peridotites from a ductile shear zone within backarc lithospheric mantle, southern Mariana Trench: results of a Shinkai6500 dive. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **10**:1-17.
- Morales L.F.G., Hinrichs R., Fernandes L.A.D. 2007. A Técnica de F=Difração de Elétrons Retro-Espalhados (EBSD) em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) e sua Aplicação no Estudo de Rochas Deformadas. *Revista Pesquisas em Geociências*, **34**:19-34.
- Motoki A., Sichel S.E., Campos T.F.C., Srivastava N.K., Soares R. 2009. Taxa de soerguimento atual do arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial. *Revista da Escola de Minas, Ouro Preto*, **62(3)**:331-342.
- Motoki A., Sichel S.E., Campos T.F.C., Vargas T., Soares R. 2011. Morfologia abissal em torno do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial, e sua relação ao tectonismo de soerguimento ativo. *Revista de Geografia*, **27**:318-330.
- Nicolas A., Boudier F., Boullier A.M. 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *American Journal of Science*, **273**:853-876.

- Nicolas A., Christensen N.I. 1987. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites - a review. *Composition, Structure and Dynamics of the Lithosphere-Asthenosphere System*. **16**:111-123.
- Ohuchi T., Irifune T. 2013. Development of A-type olivine fabric in water-rich deep upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **362**:20–30.
- Passchier C.W., R.A.Trouw. 2005. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2ed. 336p.
- Raleigh C.B. 1967. Plastic Deformation of Upper Mantle Silicate Minerals. *Geophysics Society*, **14**:45-49.
- Randle V. 2004. Application of electron backscatter diffraction to grain boundary characterisation. *International Materials Reviews*, **49**:1-11.
- Sichel S.E., Motoki A., Campos T.F.C., Angel-Amaya J., Garrido T.C.V., Maia M., Kurz M.D., Koga M.S., Baptista J.A., Motoki K.F., Gorini M.A., Szatmari. 2012. Origem e evolução das rochas mantélicas da Cadeia Peridotítica de São Pedro e São Paulo, Oceano Atlântico Equatorial. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **20**:97-128.
- Skemer P., Katayama I., Jiang Z., Karato S. 2005. The misorientation index: Development of a new method for calculating the strength of lattice-preferred orientation. *Tectonophysics*, **411**:157–167.
- Tommasi A., Mainprice D., Canova G., Chastel Y. 2000. Viscoplastic self-consistent and equilibrium-based modeling of olivine lattice preferred orientations: Implications for the upper mantle seismic anisotropy. *Journal of Geophysical Research*, **105**:7893-7908.
- Tommasi A., Tikoff B., Vauchez A. 1999. Upper mantle tectonics: three-dimensional deformation, olivine crystallographic fabrics and seismic properties. *Earth and Planetary Science Letters*, **168**:173–186.
- Vauchez A., Tommasi A., Mainprice D. 2012. Faults (shear zones) in the Earth's mantle. *Tectonophysics* **558**:1-27.
- Vernon R. H. 2004. *A practical guide to rock microstructure*. Cambridge university press.
- Warren J.M., Hirth G. 2006. Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites. *Earth and Planetary Science Letters*, **248**:438–450.

- Warren J.M., Hirth G., Kelemen P.B. 2008. Evolution of olivine lattice preferred orientation during simple shear in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **272**:501–512.
- Wheeler J., Prior D.J., Jiang Z., Spiess R., Trimby P.W. 2001. The petrological significance of misorientation between grains. *Contributions to Mineral Petrology*, **141**:109-124.
- Zhang S., Karato S. 1995. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. *Letters to Nature*, **375**:774-777.
- Zhang S., Karato S., Gerald J.F., Faul U.H., Zhou Y. 2000. Simple shear deformation of olivine aggregates. *Tectonophysics* **316**:133–152.